This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.

WIDENER LIBRARY
HX 6696 B

Digitized by Google

Sci 818.5

Harvard College Library

FROM THE BEQUEST OF

JOHN AMORY LOWELL

(Class of 1815)

The original fund was $20,000; of its income three quarters shall be spent for books and one quarter be added to the principal.

SCIENCE CENTER LIBRARY

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN

IM AUFTRAGE DER

K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE

UND DER

DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT

VON

DR. J. HANN UND DR. R. SÜRING

WIEN, HOHE WARTE BERLIN, MET. INSTITUT

Fünfundzwanzigster Jahrgang

XLIII. Band der „Zeitschrift der K. K. Österr. Gesellschaft für Meteorologie“

1908

Mit 72 Abbildungen im Text und 2 Tafeln

BRAUNSCHWEIG

DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN

1908

Digitized by Google

1426-1t/3

mel 362

Sci 818.5

BOUND OCT 25 1909

Digitized by Google

Namen- und Sachregister

zum XXV. Jahrgang der „Meteorologischen Zeitschrift"

XLIII. Band der „Zeitschrift der K. K. Österr. Ges. für Meteorologie"

1908

Die Ziffern bezeichnen die Anfangsseiten. Das beigefügte Kreuz † bedeutet, daß im „Literaturbericht" ein Referat, das Sternchen *, daß in der „Bibliographie" der Titel einer Druckschrift gegeben ist.

A.

Aarboq: Danske meteorologiske Institut. 47*. 191*. 335*.
Abbassia, Keeling über das Klima von — bei Kairo. Hann 458.
Abbot, C. G. und *Fowle, F. E.*: Die neuesten Untersuchungen über die Solarkonstante der Strahlung. 549.
— 527*.
Abbot, H. L., Regenfall und Abfluß in den Tropen nach: Dr. A. Merz, Beiträge zur Klimatologie und Hydrographie Mittelamerikas. —, Rainfall and outflow in the valley of the Chagres. Woeikow. 326.
Abe, K.: Über die Dichte der Schneedecke. Okada. 461.
Abfluß, Niederschlag, — und Verdunstung auf den Landflächen der Erde. Brückner. 32.
— Regenfall und — in den Tropen nach: Dr. A. Merz, Beiträge zur Klimatologie und Hydrographie Mittelamerikas. H. L. Abbot, Rainfall and outflow in the valley of the Chagres. Woeikow. 326.
Absolute Feuchtigkeit, Über den Einfluß der Unterlage auf den täglichen Gang der —. Rykatschew jun. 501.
— s. auch Luftfeuchtigkeit.
Absorption der Sonnenstrahlung in Wasser. Schmidt. 321.
Adelaide, Vieljährige Mittel für —. 478.
Adria, Untersuchungen über die Veränderlichkeit der jährlichen Niederschlagsperiode im Gebiete zwischen der Donau und nördlichen —. v. Kerner. 274.
Afrika, Magnetische Beobachtungen in Ägypten 1895—1905 nebst einer Sammlung der früheren magnetischen Arbeiten im nördlichen —. Keeling. 191†.
— s. auch Südafrika
Ägypten, Hagelsturm in —. 41.
— Pilotballonaufstiege in —. 186.
— Resultate der meteorologischen Beobachtungen in Ober— und im Sudan. Hann. 559.
— Magnetische Beobachtungen in — 1895—1905 nebst einer Sammlung der früheren magnetischen Arbeiten im nördlichen Afrika. Keeling. 191†.
Αλγινήτης, Δ.: 336*.
Åkerblom, F.: Recherches sur les courants les plus bas de l'atmosphère au-dessus de Paris. 143*. 285†.
Aktinometer, Ein neues —. Michelson. 246.
— Über das — Violle-Savélief. Smirnow. 299.
Aktinometrische Beobachtungen auf dem kleinen Ararat. Woeikow. 38.
Alpen, Der Überdruck über dem —gebiet. v. Botzheim. 25.
— Hochdruck über dem —gebiet. Hann. 27.
— Oktoberwärme 1907 auf der Nordseite der Ost—. Hann. 35.
— Über Keile hohen Druckes an der —kette. Exner. 126.
— Ost—föhn und die Föhnperiode Oktober 1907. Wegrosta. 174.
— Über Keile hohen Druckes an der —kette. v. Ficker. 230. Trabert. 232.
— Die Wärmeabnahme mit der Höhe in den Schweizer —. Maurer. 241.
Altertum s. Griechisches Altertum.
Amazonisches Klima, Das —. Woeikow. 259. — Hann. 260.
Amerika s. Mittelamerika, Nordamerika, Südamerika.
Anales: Instituto y Observatorio de Marina de San Fernando. 431*.
Aneroid-Wagebarograph, Der —. Maurer. 367.
Anleitung zur Aufstellung von Wettervorhersagen für alle Berufsklassen, insbesondere für Schule und Landwirtschaft. van Bebber. 527†.
— für die Meteorologischen Stationen im Großherzogtum Baden. 287*.
— zur Messung und Aufzeichnung der Niederschläge. 335*.
— s. auch Belehrung.
Annaes: Observatorio do Infante D. Luiz. 47*. 576*.
Annalen: Schweizerische Meteorologische Central-Anstalt. 143*.
Annales: Bureau Central Météorologique de France. 191*. 335*. 431*. — Observatoire Physique Central Nicolas. 287*. 576*.
Annali: Ufficio centrale meteorologico e geodinamico italiano. 240*.

Digitized by Google

Annuaire: Observatoire de Belgique. 47*. 287*. — Bureau des Longitudes. 47*. — Institut Météorologique de Bulgarie. 95*. 527*.
Antarktische Expedition s. Expedition.
Anuario: Observatorio de Madrid. 143*. — Observatorio Astronómico Nacional de Tacubaya. 143*. — Servicio Meteorolójico de la Direccion del Territorio Marítimo. Valparaiso. 479*.
Apparate, Eine neue Form des Meteorographen und anderer — zum Gebrauch für Drachenaufstiege. Field. 491.
April, Der — 1908 auf dem Sonnblickgipfel. 410.
Ararat, Aktinometrische Beobachtungen auf dem kleinen —. Woeikow. 38.
Arctowski, H.: 240*.
Arendt, Th.: 95*.
Arktische Expedition s. Expedition.
Arktisches Nordamerika s. Nordamerika.
Arndt, A.: Über den räumlichen Gradienten. 129.
Asien s. Zentralasiatische Gebirge.
Aspirationsmeteorograph s. Meteorograph.
Aspirations-Psychrometer-Tafeln, herausgegeben vom Königlich Preußischen Meteorologischen Institut. 288*. 332†.
Assmannscher Aspirationsmeteorograph s. Meteorograph.
Atlas, Meteorological — of the Indian Seas and the North Indian Ocean. 240*.
Atmosphäre, Über den Ionengehalt der —. Gockel. 9.
— Der tägliche Gang des Luftdrucks in unserer —. Trabert. 39.
— Über die elektrischen Phänomene der —. Schuster. 135.
— Die Temperatur der unteren Schichten der freien — über München am 2., 3. und 4. Januar 1908. Schmauss. 263.
— Über die isotherme Schicht in unserer —. Dines. 275.
— Der tägliche Gang der Temperatur in der freien —. Wundt. 337.
— Die isotherme Schicht unserer —. 462.
— L. Teisserenc de Bort, Untersuchungen über die Anwesenheit der seltenen Gase in der — in verschiedenen Höhen. 563.
— Zusammensetzung der —. Ramsay. 563.
— s. auch Luft.
Atmosphärische Elektrizität s. Elektrizität.
Atmosphärische Polarisation s. Polarisation.
Atmosphärischer Ozon s. Ozon.
Ausstellung s. Photographische Ausstellung.
Austrocknung, Ist eine fortschreitende — Turkestans vorhanden? Woeikow. 567.

B.

Bach, H.: 47*.
Bagnère de Bigorre, Die Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen auf dem Pic du Midi de Bigorre, 2859 m, und an der Fußstation —, 547 m, von 1894 bis 1903. v. Obermayer. 116.
Baikalsee, Nebel und Stürme am —. 183.
Ballon, Über die zweite Fahrt des —s „Ziegler" nach England vom 1. bis 3. November 1907 in 40 Stunden. Wegener. 67.
—fahrt in ein Gewitter. v. Bassus. 78.
— Die ersten Beobachtungen mit —s in Sibirien. Woeikow. 374.
— Gewitterfahrt des Dresdener —s „Graf Zeppelin". 520.
— s. auch Pilotballon.
Baltimore, Das Klima und Wetter von —. Fassig. 526†.
Bangalore, Einige Ergebnisse der Meteorologischen Station erster Ordnung in — in Südindien. Hann. 472.
Barkow, E.: Zur Entstehung der Graupeln. 456.
Barograph s. Aneroid-Wagebarograph.
Barometer, Über eine Abänderung des Fortinschen —s. Liznar. 76.
Barometermaximum, Das — November 1907 in Rußland. Woeikow. 185.
Barometerschwankung, Bodenbewegungen und —. Omori. 79.
Baschin, O.: 144*.
Bassus, K. v.: Ballonfahrt in ein Gewitter 78.
Batavia, Beobachtungen über Richtung und Geschwindigkeit des Cirruszuges in —. van Bemmelen. 226.
— Stündliche Intensität der Regen zu — und Pasuruan. Hann. 422.
Bauer, G.: 576*.
Bauer, L. A.: Die Beziehungen zwischen potentieller Temperatur und Entropie. 79.
— 192*. 479*.
Bäume, Der Blitz und die —. Vanderlinden. 93†.
Bay, J.: Kugelblitz. 468.
Bebber, W. J. van: Anleitung zur Aufstellung von Wettervorhersagen für alle Berufsklassen, insbesondere für Schule und Landwirtschaft. 432*. 527†.
Bechtle, A.: 479*.
Behre, O.: Das Klima von Berlin. 288*. 333†.
Beirut, Resultate meteorologischer Beobachtungen in Syrien am Libanon über — 1901 bis 1904. 229.
Belehrung über die zweckmäßige Anlegung von Blitzableitern. 336*.
Beleuchtungsstärke in Räumen, Flächenhelligkeit des Himmels und —. Kähler. 52. 234.
Bemmelen, W. van: Beobachtungen über Richtung und Geschwindigkeit des Cirruszuges in Batavia. 226.
— 384*.
Bemporad, A.: 432*.
Bemporad, A. e *Mendola, A.*: 47*.
Ben Nevis, Zwanzig Jahre meteorologischer Beobachtungen auf dem —. v. Obermayer. 385.
Beobachtungen mit bemannten, unbemannten Ballons und Drachen, sowie auf Berg- und Wolkenstationen. 288*.
— s. auch Meteorologische Beobachtungen.
Bericht: Meteorologische Commission des naturforschenden Vereins in Brünn. 192*. — Internationales Meteorologisches Komitee. 192*. — Preußisches Meteorologisches Institut. 336*.
— s. auch Buletinul, Bulletin, Dekaden-Monatsberichte, Jahresbericht, Rapport, Rapporto, Reiseberichte, Report, Verslag.
Berichtigungen. 576.
Berlin, Die Lufttemperatur bei Schnee- und Graupelfall in und um —. Kassner. 348.
— Das Klima von —. Behre. 333†.
Bewegungsvorgänge, Zur Theorie der —. Möller. 335†.
Bewölkung, Über die Mondperiode der —. Sutton. 27.
— Die Isonephen und die — nach Breitenzonen. Woeikow. 357.
— T. Okada über den Unterschied im täglichen Luftdruckgang bei verschiedenen —sverhältnissen zu Tokio. Defant. 366.
— Einfluß von Seeflächen auf die —. Schmidt. 371.
Bewölkungsgrade, Über Schätzung der —. Leyst. 46†.
Bidlingmaier, Fr.: Der Doppelkompaß, seine Theorie und Praxis. 238†.
Bigelow, Fr. H.: 288*.

Digitized by Google

Bin-Basch-Choba, Luftelektrische Zerstreuung und Radioaktivität in der Höhle — in der Krim. Von Prof. Dr. Ernst Leyst. Conrad. 131.
Birkeland, B. J.: 47*.
Biscan, W.: 47*.
Bjelašnica, Der tägliche Gang der Windstärke auf der —. Hann. 427.
Blitz, Der — und die Bäume. Vanderlinden. 93†.
— s. auch Kugelblitz, Perlschnurblitz.
Blitzschäden, Zur Statistik der Gewitter und der — in den Niederlanden. van Gulik. 108.
Boddaert, D.: 432*.
Bodenarten, Messungen der Elektrizitätszerstreuung in Saalfeld im Jahre 1907 und Ergebnisse der Untersuchungen über Radioaktivität der — in der Umgebung des Beobachtungsortes. Kircher. 381†.
Bodenbewegungen und Barometerschwankung. Omori. 79.
Bodenluft, A. Gockel über den Gehalt der — an radioaktiver Emanation. 410.
Bolivien s. La Paz.
Bonyssy, W. s. Henriet.
Börnstein, R.: Zur Geschichte der hunderteiligen Thermometerskala. 73.
Botzheim, A. v.: Der Überdruck über dem Alpengebiet. 25.
Bracke, A.: 384*.
Braunschweig, Über die Beobachtungen der meteorologischen Stationen niederer Ordnung in — während des Zeitraumes 1878 bis 1905. Dörr. 422.
Breitenzonen, Die Isonephen und die Bewölkung nach —. Woeikow. 357.
Brendel, M.: Über das Nordlicht vom 30. Juni. 552.
Brockengespenst, Über Beobachtung des künstlichen —es. Richarz. 19.
Brounow, P.: 527*.
Brückner, Ed.: Niederschlag, Abfluß und Verdunstung auf den Landflächen der Erde. 32.
Buchanan, J. Y.: 527*.
Bührer, C.: Über die Temperatur von Montreux. 415.
Buitenzorg, Meteorologische Beobachtungen zu — im Jahre 1906. 185.
Buletinul: România. 96*. 480*.
Bulletin: Colorado College Observatory. 47*. — Département de la Haute-Garonne. 96*. — Département de l'Hérault. 96*. — Département des Pyrenées-Orientales. 96*. — Commission de météorologie du département des Bouches-du-Rhône. 144*. 528*. — Mount Weather Observatory. 142†. 144*. — Société Astronomique et Météorologique de Port-au-Prince. 288*. — Observatoire météorologique de l'université d'Upsala. 336*. 432*. — Station météorologique près du Gymnase Bulgare de garçons „St. Cyrille et Méthode" à Salonique. 432*.
— s. auch Bericht.
Bürgel, B. H.: 240*. 528*.
Busch, Fr.: Leuchtende Nachtwolken am Nordhorizont. 314.
— Eine neue Störung der atmosphärischen Polarisation. 412.

C.

Calcutta, Über eine windstille Region in 3000 bis 4000 engl. Fuß Seehöhe in der kalten Jahreszeit in der Gegend von —. Little. 427.
Campbell-Stokes s. Sonnenscheinautographen.
Caracas, Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu — in den Jahren 1906 und 1907. Hann. 521.
Carlheim-Gyllensköld, V.: 336*.
Catania, Meteorologische Beobachtungen zu — 1892 bis 1905. 137.
— Winde zu —. Hann. 470.
Chagres, Regenfall und Abfluß in den Tropen nach: Dr. A. Merz, Beiträge zur Klimatologie und Hydrographie Mittelamerikas. H. L. Abbot, Rainfall and outflow in the valley of the —. Woeikow. 326.
Chile, Meteorologische Beobachtungen an der Küste von —. 375.
China, Meteorologische Beobachtungen in —. 465.
— Coast Meteorological Register. 240*.
Chree, C.: 384*.
Chun, K.: 96*.
Chwolson, O. D.: 192*.
Ciofalo, M.: 240*.
Cirrus, Beobachtungen über Richtung und Geschwindigkeit des —zuges in Batavia. van Bemmelen. 226.
— Zur Beobachtung der Entstehung von —wolken. Gockel. 235.
— Beziehungen zwischen Kumulus und —. Dreis. 570.
— s. auch Gewittercirren.
Clusella, B.: Zum Klima von Tortosa (Spanien). 228.
Columbus, Über die Kenntnis der magnetischen Deklination vor Christoph —. Hellmann. 369.
Comosee, Der jährliche Wärmeumsatz im —. Hann. 219.
Conférence de la Commission internationale pour l'aérostation à Milan. 96*.
— s. auch Versammlung.
Conrad, V.: Luftelektrische Zerstreuung und Radioaktivität in der Höhle Bin-Basch-Choba in der Krim. Von Prof. Dr. Ernst Leyst. 131.
— 47*. 528*.
Cordeiro, F. J. B.: Die Vorherbestimmung der Bahnen der Orkane. 201.
Costanzo, G. e Negro, C.: 528*.
Curityba, Resultate der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1906 am Observatorium erster Ordnung zu — (Staat Paraná). Siegel. 36.
— Meteorologisches Observatorium erster Ordnung zu — (Paraná). Siegel. 426.
Curven des Magnetographen im Observatorium zu Jekaterinburg. 144*.
Cuyabá, Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu — im Jahre 1906. 87.

D.

*Dämmerungs*erscheinungen am 30. Juni 1908 in Rußland. Schoenrock. 369.
—serscheinungen am 30. Juni und 1. Juli in England. 425.
— Abnorme —en am 29. Juni bis 1. Juli 1908. Köppen. 571.
— s. auch Himmelsröte.
Darmstaedter, L.: 528*.
Dawson, Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu —, Jukon Territory, im Jahre 1905. 463.
Defant, A.: T. Okada über den täglichen Wärmeaustausch in einer Schneedecke. 82.
— T. Okada über Föhnwinde zu Wosan in Korea. 88.
— Über die Beziehung zwischen Druck und Temperatur bei mit der Höhe variabeln Temperaturgradienten. 175.
— Sir John Eliot über die Winde in Nordindien. 268.

Digitized by Google

Defant, A.: T. Okada über den Unterschied im täglichen Luftdruckgang bei verschiedenen Bewölkungsverhältnissen zu Tokio. 366.
— 96*. 480*.
Dekaden-Monatsberichte der sächs. Landes-Wetterwarte. 288*. 528*.
Deklination s. Magnetische Deklination.
Deutsche Meteorologische Gesellschaft. Jahresbericht für 1907. 255.
— Preisausschreiben der —. 479.
Deutsche überseeische meteorologische Beobachtungen. 236†.
Deutschland, Volkswetterkunde, Witterungstypen und Witterungskatechismus für Nord- und Mittel—. Mylius. 382†.
Dichte, K. Abe über die — der Schneedecke. Okada. 461.
Dines, W. H.: Über die isotherme Schicht in unserer Atmosphäre. 275.
Dnjepr, Temperatur des — und der Luft in Ekaterinoslaw. Stündliche Registrierungen der Temperatur des Tambukansees (nördl. Kaukasus). Woeikow. 136.
Dobrowolski, A.: 47*.
Donau, Untersuchungen über die Veränderlichkeit der jährlichen Niederschlagsperiode im Gebiete zwischen der — und nördlichen Adria. v. Kerner. 274.
Doppelkompaß, Der —, seine Theorie und Praxis. Bidlingmaier. 238†.
Dörr: Über die Beobachtungen der meteorologischen Stationen niederer Ordnung in Braunschweig während des Zeitraumes 1878 bis 1905. 422.
— 576*.
Drachenaufstiege, Eine neue Form der Meteorographen und anderer Apparate zum Gebrauch für —. Field. 491.
Dreis, J.: Beziehungen zwischen Kumulus und Cirrus. 570.
Dresden, Gewitterfahrt des —er Ballons „Graf Zeppelin". 520.

E.

Edinburgh, R. C. Mossman über das Klima von —. Hann. 341.
Eiffel, G.: Über den Widerstand der Luft. 421.
— 47*.
Eiskristalle, Beobachtungen über die Orientierung der — in den Wolken. Schmidt. 372.
— s. auch Prismen.
Ekaterinoslaw, Temperatur des Dnjepr und der Luft in —. Stündliche Registrierungen der Temperatur des Tambukansees (nördl. Kaukasus). Woeikow. 136.
Ekholm, N.: 192*. 528*.
Elektrische Phänomene, Über die — der Atmosphäre. Schuster. 135.
Elektrizität, Atmosphärische — und Nebel. 429.
Elektrizitätszerstreuung, Messungen der — in Saalfeld im Jahre 1907 und Ergebnisse der Untersuchungen über Radioaktivität der Bodenarten in der Umgebung des Beobachtungsortes. Kircher. 381†.
— s. auch Luftelektrische Zerstreuung.
Eliot, J.: Über die Winde in Nordindien. Defant. 268.
— Nekrolog auf —. Hann. 215.
— 47*.
Elmsfeuer. Eigenartiges —. Schück. 138.
Elsaß-Lothringen. Regenfall in —. 412.
Elsner, G. v.: Ref. 430. 480*.
Emanation s. Radioaktive Emanation.
Emden, R.: Gaskugeln, Anwendungen der mechanischen Wärmetheorie auf kosmologische und meteorologische Probleme. 44†.
England, Über die zweite Fahrt des Ballons „Ziegler" nach — vom 1. bis 3. November 1907 in 40 Stunden. Wegener. 67.
— Vergleich zwischen dem Wetter in Nord- u. Süd—. MacDowall. 420.
— Dämmerungserscheinungen am 30. Juni und 1. Juli in —. 425.
Entropie, Die Beziehungen zwischen potentieller Temperatur und —. Bauer. 79.
Erdbeben, Fern- und Nah— auf Samoa 1905 und 1906. Linke. 235.
Erdgloben s. Meteorologische Erdgloben.
Erdmagnetische Beobachtungen s. Magnetische Beobachtungen.
Erdmagnetische Charakterzahlen, Die — für 1906. van Everdingen. 283.
Erdmagnetische Störungen, Die — vom September 1908, beobachtet in Pola. v. Kesslitz. 565.
Erdmagnetismus, Bemerkungen zu neuen Karten des Feldes der täglichen Variation des —. Nippoldt. 97.
— Über die tägliche Variation des —. Schuster. 134.
Erdoberfläche, Schubert, Der Wasserhaushalt an der —. 415.
Eredia, F.: Über die Regenwahrscheinlichkeit in Rom. Hann. 414.
— 192*. 288*.
Ergebnisse, Einige — der meteorologischen Beobachtungen an den südindischen Höhenstationen. Hann. 28.
— Die — der meteorologischen Beobachtungen auf dem Pic du Midi de Bigorre, 2859 m, und an der Fußstation Bagnère de Bigorre 547 m, von 1894 bis 1903. v. Obermayer 116.
— H. Mohn über die meteorologischen — der zweiten norwegischen arktischen Expedition im „Fram", 1898 bis 1902. Hann. 256.
— der meteorologischen Beobachtungen am Observatorio del Ebro Tortosa. 466.
— Einige — der Meteorologischen Station erster Ordnung in Bangalore in Südindien. Hann. 472.
— R. Süring über die — der Gewitterbeobachtungen in den Jahren 1903, 1904 und 1905. Hann. 519.
— zehnjähriger Sonnenscheinregistrierungen in Potsdam nebst Bemerkungen über die dabei benutzten Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes und Jordan. Marten. 523.
— Mossman über die meteorologischen — der Schottischen Antarktischen Expedition. Hann. 529.
— Messungen der Elektrizitätszerstreuung in Saalfeld im Jahre 1907 und — der Untersuchungen über Radioaktivität der Bodenarten in der Umgebung des Beobachtungsortes. Kircher. 381†.
— der Niederschlagsmessungen in der Schweiz. 47*. 144*.
— der Arbeiten des Preußischen Aeronautischen Observatoriums bei Lindenberg. 96*.
— der meteorologischen Beobachtungen in Bosnien-Hercegovina. 144*.
— der Beobachtungen an den Stationen II. und III. Ordnung in Preußen und benachbarten Staaten. 192*.
— der phaenologischen Beobachtungen aus Mähren und Schlesien. 192*.
— der meteorologischen Beobachtungen auf dem Tsukubasan. 240*.
— der Gewitter-Beobachtungen [Preußen und übrige norddeutsche Staaten]. 336*.
— der Magnetischen Beobachtungen in Potsdam. 336*.
— der Meteorologischen Beobachtungen in Potsdam. 336*.

Digitized by Google

Ergebnisse der Niederschlags-Beobachtungen [Preußen und übrige norddeutsche Staaten]. 336*.
— der Arbeiten des Samoa-Observatoriums. 480*.
— s. auch Mittel, Resultate, Results, Résumé, Resúmen.
Ernten, Wetter und —. Hooker. 89.
Europa s. Mitteleuropa.
Everdingen, *E. van*: Über die Beziehung zwischen der Sterblichkeit der Kinder und den hohen Temperaturen. 267.
— Die erdmagnetischen Charakterzahlen für 1906. 283.
— 47*.
Exner, *F. M.*: Über eine erste Annäherung zur Vorausberechnung synoptischer Wetterkarten. 57.
— Messungen der Intensität der Sonnenstrahlung in Warschau von Ladislaus Gorczynski. 85.
— Über die Intensität der Sonnenstrahlung in Wien. 125.
— Über Keile hohen Druckes an der Alpenkette. 126.
Expedition, H. Mohn über die meteorologischen Ergebnisse der zweiten norwegischen arktischen — im „Fram", 1898 bis 1902. Hann. 256.
— Mossman über die meteorologischen Ergebnisse der Schottischen Antarktischen —. Hann. 529.
— Die Ziegler-Polar— 1903/05. 48*. 91†.
Expédition antarctique belge. 384*.
Extreme s. Maxima, Minima, Tägliche Extreme.
Eyre, Arthur Stanhope —†. 360.

F.

Faris, *R. L.*: 192*.
Fassig, *O. L.*: The climate and weather of Baltimore. 288*. 336*. 526†.
Fessler, *A.*: 192*.
Feuchtigkeit s. Absolute Feuchtigkeit, Luftfeuchtigkeit.
Ficker, *H. v.*: Einfluß der Mitteltemperatur einer Luftsäule auf den Luftdruck an der Basis der Säule. 222.
— Über Keile hohen Druckes an der Alpenkette 230.
— Niederschlag in zentralasiatischen Gebirgen. 378.
— Zur Meteorologie von Westturkestan. Wagner. 512.
— 288*.
Field, *J. H.*: Eine neue Form des Meteorographen und anderer Apparate zum Gebrauch für Drachenaufstiege. 491.
— 384*.
Fischer, *A.*: 144*.
Fischer, *K.*: Die Sommerhochwasser der Oder von 1813 bis 1903 mit besonderer Behandlung der Hochwasser vom Juni/Juli 1902 und Juli 1903. 384*. 430†.
Fischli, *F.*: 288*.
Fitzner, *R.*: Beiträge zum Klima von Kleinasien. 490.
— 576*.
Fiura Moka, Regenmessungen in der —, Depto. de Quezaltenango, Repb. Guatemala. Lottermoser. 477.
Flächenhelligkeit des Himmels und Beleuchtungsstärke in Räumen. Kähler. 52. 234.
Flammarion, *C.*: 96*.
Fleming, *J. A.*: 240*.
Föhn, Die langdauernde —periode im Oktober 1907 und die Luftdruckverteilung bei —. Trabert. 1.
— T. Okada über —winde zu Wosan in Korea. Defant. 88.
Föhn, Ostalpen— und die —periode Oktober 1907. Wegrosta. 174.
Forel, *F. A.*: Periodische Gletscherschwankungen und ihr Zusammenhang mit den meteorologischen Faktoren. 569.
Fortinsches Barometer s. Barometer.
Fortschritte der Physik. 47*.
Fowle, *F. E.* s. Abbot.
Französischer Sudan s. Sudan.
Freybe, *O.*: 192*.
Friesenhof, *G.*: Zur lokalen Entstehung der Zyklonen. 419.
Froc, *L.*: 47*.
Frost, *J.*: 96*.

G.

Garriott, *E. B.*: 288*.
Gase, L. Teisserenc de Bort, Untersuchungen über die Anwesenheit der seltenen — in der Atmosphäre in verschiedenen Höhen. 563.
Gaskugeln, Anwendungen der mechanischen Wärmetheorie auf kosmologische und meteorologische Probleme. Emden. 44†.
Geisteskrankheit, Witterung und —. Trabert. 263.
Gellhorn, *O. v.*: Eine eigenartige Lichterscheinung. 365.
— Roter Regenbogen. 371.
Gerdien, *H.*: 144*.
Gesellschaft s. Deutsche Meteorologische Gesellschaft, Österreichische Gesellschaft für Meteorologie.
Gewitter, Ballonfahrt in ein —. v. Bassus. 78.
— Zur Statistik der — und der Blitzschäden in den Niederlanden. van Gulik. 108.
— Beziehungen zwischen —zügen und stärkeren Niederschlägen. Süring. 380.
— Über die Verteilung der — im Département l'Hérault. Sorre. 467.
— R. Süring über die Ergebnisse der —beobachtungen in den Jahren 1903, 1904 und 1905. Hann. 519.
—fahrt des Dresdener Ballons „Graf Zeppelin". 520.
— s. auch Magnetisches Gewitter.
Gewittercirren, Über die Natur der —. Staikoff. 361.
Gewitterregen in Wien. 47*.
Gilbert, *O.*: Die meteorologischen Theorien des griechischen Altertums. 47*. 285†.
Gletscherschwankungen, F. A. Forel, Periodische — und ihr Zusammenhang mit den meteorologischen Faktoren. 569.
Gockel, *A.*: Über den Ionengehalt der Atmosphäre 9.
— Zur Beobachtung der Entstehung von Ci-Wolken. 235.
— Über den Gehalt der Bodenluft an radioaktiver Emanation. 410.
— 576*.
Goffart, *F.*: 528*.
Gold, *E.*: 384*.
Gorczynski, *L.*: Messungen der Intensität der Sonnenstrahlung in Warschau. Exner. 85.
Gradient s. Räumlicher Gradient, Temperaturgradient.
Graphische Darstellungen der Schweizerischen hydrometrischen Beobachtungen und der Luft-Temperaturen und Niederschlags-Höhen. 432*.
Gräter, *A. S.*: 288*.
Graupel, Die Lufttemperatur bei Schnee- und —fall in und um Berlin. Kassner. 348.
— Zur Entstehung der —n. Barkow. 456. — Zusätze zu diesen Erörterungen. Kassner. 458. 576.
Greim: 240*.

Digitized by Google

Greinacher, H.: 576*.
Griechisches Altertum, Die meteorologischen Theorien des —s. Gilbert. 285†.
Großer Ozean s. Rikitea.
Großstädte, Der Einfluß der — auf die Luftfeuchtigkeit. Kremser. 206.
Grothe, H.: 576*.
Guatemala, Meteorologische Beobachtungen, angestellt in den Republiken — und Salvador 1906. Sapper. 178.
— Meteorologische Beobachtungen, angestellt in der Republik —. Lottermoser. 469.
— Temperaturbeobachtungen im Hochlande von —. Lottermoser. 518.
— s. auch Fiura Moka.
Guillemard, H. und *Moog, A.*: Über den Einfluß des Höhenklimas auf den Hydratwasserverlust des Organismus. 262.
Gulik, D. van: Zur Statistik der Gewitter und der Blitzschäden in den Niederlanden. 108.

H.

Haarhygrometer, Ein neues —. Russeltvedt. 396. 576.
Hagelsturm in Ägypten. 41.
Haines, J. D.: 96*.
Halbfass, W.: Zur Frage der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer. 515.
— 240*.
Hamberg, A.: 96*.
Hamberg, H. E.: 576*.
Handbuch der Klimatologie. I. Bd. Allgemeine Klimalehre. Hann. 574†.
Hann, J.: Hochdruck über dem Alpengebiet. 27.
— Einige Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen an den südindischen Höhenstationen. 28.
— Oktoberwärme 1907 auf der Nordseite der Ostalpen. 35.
— Westman über Dauer und Betrag der Sonnenstrahlung zu Stockholm. 42.
— Die Zunahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe am Pic du Midi. 90.
— Die Temperaturabnahme mit der Höhe in der Serra da Estrella. 132.
— Nekrolog auf Sir Richard Strachey. 174.
— Anmerkung zu W. Krug, Der Wettersturz vom 15./16. August 1906. 178.
— Nekrolog auf Sir John Eliot. 215.
— Das Problem der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer. 215.
— Der jährliche Wärmeumsatz im Comosee. 219.
— Die tägliche Variation der Windstärke auf den Berggipfeln in Südindien in ihrer Beziehung zu der täglichen Luftschwankung. 220.
— H. Mohn über die meteorologischen Ergebnisse der zweiten norwegischen arktischen Expedition im „Fram", 1898 bis 1902. 256.
— Zusatz zu: A. Woeikow, Das amazonische Klima. 260.
— Zur Frage der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer. 324.
— Zum Klima von Massaua. 325.
— R. C. Mossman über das Klima von Edinburgh. 341.
— Klima der Insel Pelagosa. 363.
— Meteorologische Beobachtungen auf der Insel Réunion. 367.
— Eredia über die Regenwahrscheinlichkeit in Rom. 414.
— W. Stöckigt über den Einfluß der Lage auf die Temperatur der Sommermonate und auf die Luftfeuchtigkeit an heißen Tagen im Schwarzwaldgebiet. 420.
Hann, J.: Stündliche Intensität der Regen zu Batavia und Pasuruan. 422.
— Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Pasuruan im Jahre 1905. 425.
— Der tägliche Gang der Windstärke auf der Bjelašnica. 427.
— Zur Korrektion der Mittel der täglichen Extreme in Südindien. 428.
— Regenfall zu Pernambuco (Recife). 429.
— Keeling über das Klima von Abbassia bei Kairo. 458.
— Winde zu Catania. 470.
— Meteorologische Beobachtungen zu Rikitea, Insel Mangarewa, Gruppe der niedrigen Inseln im Großen Ozean. 471.
— Einige Ergebnisse der Meteorologischen Station erster Ordnung in Bangalore in Südindien. 472.
— Innes über die Luftdruckverhältnisse von Südafrika. 510.
— Bemerkungen zu W. Halbfass, Zur Frage der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer. 516.
— R. Süring über die Ergebnisse der Gewitterbeobachtungen in den Jahren 1903, 1904 und 1905. 519.
— Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Caracas in den Jahren 1906 und 1907. 521.
— Mossman über die meteorologischen Ergebnisse der Schottischen Antarktischen Expedition. 529.
— Über den täglichen Gang der Temperatur in den höheren Luftschichten. 557.
— Resultate der meteorologischen Beobachtungen in Oberägypten und im Sudan. 559.
— Mittlerer Regenfall auf den Sundainseln. 572
— Handbuch der Klimatologie. I. Bd. Allgemeine Klimalehre. 574†.
— 480*. 528*.
Hanzlik, St.: 528*.
Hecker, O.: 432*.
Hegyfoky, J.: Die Lufttemperatur in Ungarn zur Zeit der Ankunft von 32 Vogelarten. 276.
Heidke, P.: Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Kwai (Usambara) in den Jahren 1897 bis 1902. 416.
— Ref. 236.
Heiße Tage, W. Stöckigt über den Einfluß der Lage auf die Temperatur der Sommermonate und auf die Luftfeuchtigkeit an —n im Schwarzwaldgebiet. Hann. 420.
Hellmann, G.: Über die Kenntnis der magnetischen Deklination vor Christoph Columbus. 369.
— Die Anfänge der Meteorologie. 481.
— Ref. 285. 574.
Henriet, H. und *Bonyssy, W.*: Über die Bildung des atmosphärischen Ozons und die Ursachen der Variation des Kohlensäuregehaltes der Luft. 460.
Henze, H.: Ref. 141.
Hepworth, Campbell M. W.: 47*.
Herrmann, E.: 48*.
Herschel Island, Meteorologische Beobachtungen im arktischen Nordamerika auf — 1905. 418.
Hilgard, E. W.: 480*.
Himalaja, Temperaturen in großen Höhen des —. 140.
Himmel s. Flächenhelligkeit des Himmels.
Himmelsröte, Die — zu Ende Juni und anfangs Juli. Wolf. 556.
Hochdruck über dem Alpengebiet. Hann. 27.
Hochwasser, Die Sommer— der Oder von 1813 bis 1903 mit besonderer Behandlung der — vom Juni/Juli 1902 und Juli 1903. Fischer. 430.
— Über das — vom August/September 1813, seine Ursache und sein Verlauf. Mann. 468.

Digitized by Google

Höhenklima, Über den Einfluß des —s auf den Hydratwasserverlust des Organismus. Guillemard und Moog. 262.
Höhenstationen, Einige Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen an den südindischen —. Hann. 28.
Höhere Luftschichten, Über den täglichen Gang der Temperatur in den —. Hann. 557.
Homma, Y.: 144*.
Honduras, Meteorologische Beobachtungen in —. Lottermoser. 466.
Hooker, R. H.: Wetter und Ernten. 89.
Hooreman, F.: 192*.
Horner, D. W.: 96*.
Houston, E. J.: 480*.
Hudsonsbai, Meteorologische Beobachtungen in dem Gebiete der — im Jahre 1905. 562.
Hunt, H. A.: 432*.
Hydratwasserverlust, Über den Einfluß des Höhenklimas auf den — des Organismus. Guillemard und Moog. 262.
Hydrographie, Regenfall und Abfluß in den Tropen nach: Dr. A. Merz, Beiträge zur Klimatologie und — Mittelamerikas. H. L. Abbot, Rainfall and outflow in the valley of the Chagres. Woeikow. 326.
Hygrometer s. Haarhygrometer.
Hypsometer, Neue Studien über das —. Mohn. 193. 332. 567.

I.

Iakttagelser: Sverige. 576*.
Indian Weather Review. 336*.
Indien, Die tägliche Variation der Windstärke auf den Berggipfeln in Süd— in ihrer Beziehung zu der täglichen Luftschwankung. Hann. 220.
— Sir John Eliot über die Winde in Nord—. Defant. 268.
— Zur Korrektion der Mittel der täglichen Extreme in Süd—. Hann. 428.
— s. auch Bangalore, Niederländisch-Indien.
Indische Höhenstationen, Einige Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen an den süd—. Hann. 28.
Innes, R. T. A.: Über die Luftdruckverhältnisse von Südafrika. Hann. 510.
Intensität, Stündliche — der Regen zu Batavia und Pasuruan. Hann. 422.
— Monatsmittel der — der Sonnenstrahlung zu Montpellier, 1883 bis 1900. 461.
Inversion, Feststellung und Untersuchung der oberen — durch Pilotballons. Nadler. 40.
Ionengehalt, Über den — der Atmosphäre. Gockel. 9.
Isonephen, Die — und die Bewölkung nach Breitenzonen. Woeikow. 357.
Isotherme Schicht, Über die — in unserer Atmosphäre. Dines. 275.
— Die — unserer Atmosphäre. 462.

J.

Jaarboek: Nederlandsch Meteorologisch Instituut. 96*. 240*.
Jahrbuch: Bayern. 48*. — Hessen. 48*. 432*. — Meteorologisches Observatorium in Zagreb (Agram). 144*. — Deutsche Seewarte. 192*. — Elsaß-Lothringen. 240*. — Aachen. 288*. — Sachsen. 288*. 528*. — Österreichisches Hydrographisches Zentralbureau. 384*. — Norwegisches Meteorologisches Institut. 384*. — Gewässerkunde Norddeutschlands. 480*. — Baden. 480*. — Bremen. 480*. — Württemberg. 480*.
— s. auch Aarbog, Anales, Annaes, Annalen, Annales, Annali, Annuaire, Anuario, Jaarboek, Jahrbücher, Veröffentlichungen.
Jahrbücher: Ungarische Reichsanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus. 48*. 192*. — Zentral-Anstalt für Meteorologie und Geodynamik. Wien. 480*.
Jahresbericht: Berliner Zweigverein der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft. 192*. — Verein für Wetterkunde zu Coburg. 192*. — Deutsche Meteorologische Gesellschaft. 255. — Sonnblick-Verein. 336*. — Zentralbureau für Meteorologie und Hydrographie. Baden. 480*.
Jahres-Übersicht der Beobachtungen der Meteorologischen Station Davos. 288*.
Janežič, E.: Interessanter Kugelblitz. 42.
Japan: Amount of precipitation in each month and year. — Maximum daily amount of precipitation. — Mean air temperature. — Number of days with precipitation. — Results of the meteorological observations. 48*.
Joester, K.: 48*.
Jordan s. Sonnenscheinautographen.

K.

Kähler, K.: Flächenhelligkeit des Himmels und Beleuchtungsstärke in Räumen. 52. 234.
— Registrierungen des luftelektrischen Potentialgefälles an nahe benachbarten Stationen. 155. 289.
— 384*.
Kairo s. Abbassia.
Kalifornien s. San Francisco.
Kalte Jahreszeit, Über eine windstille Region in 3000 bis 4000 engl. Fuß Seehöhe in der — in der Gegend von Calcutta. Little. 427.
Kamerun, Meteorologische Beobachtungen in — 1906. 89.
Karolineninseln, Taifun bei den —. 273.
Karten, Bemerkungen zu neuen — des Feldes der täglichen Variation des Erdmagnetismus. Nippoldt. 97.
— s. auch Monatskarten, Niederschlagskarte, Wetterkarten.
Kassner, C.: Meteorologische Erdgloben. 49.
— Die Lufttemperatur bei Schnee- und Graupelfall in und um Berlin. 348.
— Zusätze zu E. Barkow, Zur Entstehung der Graupeln. 458. 576.
— Das Wetter und seine Bedeutung für das praktische Leben. 96*. 143†.
— Ref. 46. 526. 528*.
Kaukasus s. Tambukansee.
Keeling, B. F. E.: Über das Klima von Abbassia bei Kairo. Hann. 458. 48*. 144*.
— Magnetic observations in Egypt 1895—1905, with a summary of previous magnetic work in northern Africa. 144*. 191†.
Keile hohen Druckes, Über — an der Alpenkette. Exner. 126. — v. Ficker. 230. — Trabert. 232.
Kerner, Fr. v.: Untersuchungen über die Veränderlichkeit der jährlichen Niederschlagsperiode im Gebiete zwischen der Donau und nördlichen Adria. 274.
— 576*.
Kesslitz, W. v.: Die erdmagnetischen Störungen vom September 1908, beobachtet in Pola. 565.
Kiewel, O.: 384*.
Kircher, E.: Messungen der Elektrizitätszerstreuung in Saalfeld im Jahre 1907 und Ergebnisse der Untersuchungen über Radioaktivität der Bodenarten in der Umgebung des Beobachtungsortes. 192*. 381†.
Klein, H. J.: 96*.
Kleinasien, Beiträge zum Klima von —. Fitzner. 430.
Klengel, Fr.: 384*.
Klima von La Paz, Bolivien. Woeikow. 91.

Digitized by Google

Klima, Zum — von Tortosa (Spanien). Clusella. 228.
— Das amazonische —. Woeikow. 259. — Hann. 260.
— Zum — des Französischen Sudan. Oberes Senegambien. 284.
— Zum — von Sitka. Krčmár. 315.
— Zum — von Massaua. Hann. 325.
— R. C. Mossman über das — von Edinburgh. Hann. 341.
— der Insel Pelagosa. Hann. 363.
— Beiträge zum — von Kleinasien. Fitzner. 430.
— Keeling über das — von Abbassia bei Kairo. Hann. 458.
— Das — von Berlin. Behre. 333†.
— Das — und Wetter von Baltimore. Fassig. 526†.
— s. auch Höhenklima, Klimatologie, Meteorologie.
Klimatische Faktoren, Landsee und Wald als —. Schubert. 128.
Klimatologie, Regenfall und Abfluß in den Tropen nach: Dr. A. Merz, Beiträge zur — und Hydrographie Mittelamerikas. H. L. Abbot, Rainfall and outflow in the valley of the Chagres. Woeikow. 326.
— Handbuch der —. I. Bd. Allgemeine Klimalehre. Hann. 574†.
Klossovsky, A.: Meteorologie. Allgemeiner Kurs. Teil I. Statische Meteorologie. 48*. 336*. 525†.
Knörzer, A.: 192*. 432*.
Kohlensäuregehalt, Über die Bildung des atmosphärischen Ozons und die Ursachen der Variation des —es der Luft. Henriet und Bonyssy. 460.
Kohlschütter, E.: 96*.
Kompaß s. Doppelkompaß.
Köppen, W.: Die Orientierung fallender Prismen in der Luft. 280.
— Temperaturzunahme um 15° von 100 bis 750 m Seehöhe. 570.
— Abnorme Dämmerungen am 29. Juni bis 1. Juli 1908. 571.
Korea s. Wosan.
Korrektion, Zur — der Mittel der täglichen Extreme in Südindien. Hann. 428.
Kosmologische Probleme, Gaskugeln, Anwendungen der mechanischen Wärmetheorie auf — und meteorologische Probleme. Emden. 44†.
Krakau, Nordschein am 30. Juni in —. Rudzki. 313.
Krankheit s. Geisteskrankheit.
Krčmár, J.: Zum Klima von Sitka. 315.
Krebs, W.: Die magnetische Störung vom 26. bis 29. März 1908. 314.
— Das meteorologische Jahr 1907/08, besonders in Mitteleuropa. 572.
Kremser, V.: Der Einfluß der Großstädte auf die Luftfeuchtigkeit. 206.
Krim, Luftelektrische Zerstreuung und Radioaktivität in der Höhle Bin-Basch-Choba in der —. Von Prof. Dr. Ernst Leyst. Conrad. 131.
Krug, W.: Der Wettersturz vom 15./16. August 1906. 178.
Krümmel, O.: Zum Problem der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer. 323.
Kugelblitz, Interessanter —. Janežič. 42.
—. Mohn. 314. — Bay. 468.
Kumulus, Beziehungen zwischen — und Cirrus. Dreis. 570.
Kurz, K.: 384*.
Kwai, Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu — (Usambara) in den Jahren 1897 bis 1902. Heidke. 416.

L.

la Cour, Paul — †. 360.
Lampe, E.: 48*.
Lancaster Albert — †. 125.
Lanchester, F. W.: 144*.
Landflächen der Erde, Niederschlag, Abfluß und Verdunstung auf den —. Brückner. 32.
Landsee und Wald als klimatische Faktoren. Schubert. 128.
Landwirtschaft, Anleitung zur Aufstellung von Wettervorhersagen für alle Berufsklassen, insbesondere für Schule und —. van Bebber. 527†.
— s. auch Ernten.
Langbeck, K.: Ref. 93. 384*.
La Paz, Klima von —, Bolivien. Woeikow. 91.
Laufgewichtswage, Die registrierende — im Dienste der Schnee-, Regen- und Verdunstungsmessung. Sprung. 145.
Leuchtende Nachtwolken am Nordhorizont. Busch. 314.
Leyst, E.: Luftelektrische Zerstreuung und Radioaktivität in der Höhle Bin-Basch-Choba in der Krim. Conrad. 131.
— Über Schätzung der Bewölkungsgrade. 46†.
— 96*.
l'Hérault, Über die Verteilung der Gewitter im Département —. Sorre. 467.
Libanon, Resultate meteorologischer Beobachtungen in Syrien am — über Beirut 1901 bis 1904. 229.
Lichterscheinung, Eine eigenartige —. v. Gellhorn. 365.
Lindeck, St.: 528*.
Linke, F.: Fern- und Naherdbeben auf Samoa 1905 und 1906. 235.
Little, C.: Über eine windstille Region in 3000 bis 4000 engl. Fuß Seehöhe in der kalten Jahreszeit in der Gegend von Calcutta. 427.
Liznar, J.: Über eine Abänderung des Fortinschen Barometers. 76.
Lockyer, N.: 528*.
Lothringen s. Elsaß-Lothringen.
Lottermoser, E.: Meteorologische Beobachtungen in Honduras. 466.
— Meteorologische Beobachtungen, angestellt in der Republik Guatemala. 469.
— Regenmessungen in der Fiura Moka, Depto. de Quezaltenango, Republik Guatemala. 477.
— Temperaturbeobachtungen im Hochlande von Guatemala. 518.
Lüdeling, G.: Ref.. 381.
Lüdeling, G. und *Nippoldt, A.*: 576*.
Luft, Temperatur des Dnjepr und der — in Ekaterinoslaw. Stündliche Registrierungen der Temperatur des Tambukansees (nördl. Kaukasus). Woeikow. 136.
— Die Orientierung fallender Prismen in der —. Köppen. 280. — Simpson. 557.
— Über den Widerstand der —. Eiffel. 421.
— Über die Bildung des atmosphärischen Ozons und die Ursachen der Variation des Kohlensäuregehaltes der —. Henriet und Bonyssy. 460.
— s. auch Atmosphäre, Bodenluft, Höhere Luftschichten.
Luftbewegung, Die — in Potsdam (1894 bis 1900). Meissner. 400.
— s. auch Bewegungsvorgänge.
Luftdruck, Die langdauernde Föhnperiode im Oktober 1907 und die —verteilung bei Föhn. Trabert. 1.
— Der tägliche —gang in unserer Atmosphäre. Trabert. 39
— Die —verhältnisse in der Niederung und ihr Zusammenhang mit der Verteilung der Temperatur. Trabert. 103.

Digitized by Google

Luftdruck, Über die Beziehung zwischen — und Temperatur bei mit der Höhe variabeln Temperaturgradienten. Defant. 175.
— Einfluß der Mitteltemperatur einer Luftsäule auf den — an der Basis der Säule. v. Ficker. 222.
— T. Okada über den Unterschied im täglichen —gang bei verschiedenen Bewölkungsverhältnissen zu Tokio. Defant. 366.
— Innes über die —verhältnisse von Südafrika. Hann. 510.
— Der tägliche Gang des —es auf der Insel Mangarewa zu Rikitea. 570.
— s. auch Barometermaximum, Barometerschwankung, Hochdruck, Keile hohen Druckes, Überdruck, Zyklonen.
Luftelektrisches Potentialgefälle s. Potentialgefälle.
Luftelektrische Zerstreuung und Radioaktivität in der Höhle Bin-Basch-Choba in der Krim. Von Prof. Dr. Ernst Leyst. Conrad. 131.
Luftelektrizität s. Elektrizität.
Luftfeuchtigkeit, Der Einfluß der Großstädte auf die —. Kremser. 206.
— W. Stöckigt über den Einfluß der Lage auf die Temperatur der Sommermonate und auf die — an heißen Tagen im Schwarzwaldgebiet. Hann. 420.
— s. auch Absolute Feuchtigkeit.
Luftsäule, Einfluß der Mitteltemperatur einer — auf den Luftdruck an der Basis der Säule. v. Ficker. 222.
Luftschwankung, Die tägliche Variation der Windstärke auf den Berggipfeln in Südindien in ihrer Beziehung zu der täglichen —. Hann. 220.
Luftströmungen, Untersuchungen über die untersten — über Paris. Akerblom. 285†.
Lufttemperatur, Die — in Ungarn zur Zeit der Ankunft von 32 Vogelarten. Hegyfoky. 276.
— Die — bei Schnee- und Graupelfall in und um Berlin. Kassner. 348.
Luizet, M.: Perlschnurblitz. 43.
Luyken, K.: 384*.

M.

Mac-Auliffe, L.: 288*.
Mac Dowall, A. B.: Vergleich zwischen dem Wetter in Nord- und Südengland. 420.
Magnetische Beobachtungen in Ägypten 1895 bis 1905 nebst einer Sammlung der früheren magnetischen Arbeiten im nördlichen Afrika. Keeling. 191†.
— der Sternwarte zu Prag. 384*.
Magnetische Deklination, Über die Kenntnis der — vor Christoph Columbus. Hellmann. 369.
Magnetisches Gewitter. Scheller. 234.
Magnetische Störung, Die — vom 26. bis 29. März 1908. Krebs. 314.
Magnetismus s. Erdmagnetismus.
Månadsöfversikt af väderleken i Finland. 240*.
Mangarewa s. Rikitea.
Mann, H.: Über das Hochwasser vom August und September 1813, seine Ursache und sein Verlauf. 468.
Marchi, L. de: 240*.
Marten, W.: Ergebnisse zehnjähriger Sonnenscheinregistrierungen in Potsdam nebst Bemerkungen über die dabei benutzten Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes und Jordan. 523.
Martonne, E. de: 48*.
Massaua, Zum Klima von —. Hann. 325.
Materyały: Galizien. 48*.
Matto Grosso, Meteorologische Beobachtungen in —. 140.
Maurer, H.: Regenmengen im Nigergebiet. 423.
Maurer, J.: Die Wärmeabnahme mit der Höhe in den Schweizer Alpen. 241.
— Der Aneroid-Wagebarograph. 367.
Maxima, Konstant auftretende sekundäre — und Minima in dem jährlichen Verlauf der meteorologischen Erscheinungen. van Rijckevorsel. 286†. 574†.
Mc. Adie, A. G.: Die wahre Mitteltemperatur von San Francisco, Kalifornien. 330.
Meerestemperatur, Beziehungen zwischen Regenfall und — an der Togoküste. 463.
Meinardus, W.: 576*.
Meissner, O.: Die Luftbewegung in Potsdam (1894 bis 1900). 400.
Mendola, L. s. Bemporad.
Merz, A., Regenfall und Abfluß in den Tropen nach: —, Beiträge zur Klimatologie und Hydrographie Mittelamerikas. H. L. Abbot, Rainfall and outflow in the valley of the Chagres. Woeikow. 326.
Messerschmitt, J. B.: 528*.
Meteorograph, Über den Assmannschen Aspirations—en. v. Uljanin. 182.
— Eine neue Form des —en und anderer Apparate zum Gebrauch für Drachenaufstiege. Field. 491.
Meteorologie, Die Anfänge der —. Hellmann. 481.
— Heinz v. Ficker, Zur — von Westturkestan. Wagner. 512.
— Allgemeiner Kurs. Teil I. Statische —. Klossovsky. 525†.
Meteorologische Beobachtungen, Einige Ergebnisse der — an den südindischen Höhenstationen. Hann. 28.
— Resultate der — im Jahre 1906 am Observatorium erster Ordnung zu Curityba (Staat Paraná). Siegel. 36.
— Resultate der — zu Cuyabá im Jahre 1906. 87.
— in Kamerun 1906. 89.
— Die Ergebnisse der — auf dem Pic du Midi de Bigorre, 2859 m, und an der Fußstation Bagnère de Bigorre, 547 m, von 1894 bis 1903. v. Obermayer. 116.
— zu Catania 1892 bis 1905. 137.
— in Matto Grosso. 140.
— angestellt in den Republiken Guatemala und Salvador 1906. Sapper. 178.
— zu Buitenzorg im Jahre 1906. 185.
— Resultate der — in Syrien am Libanon über Beirut 1901 bis 1904. 229.
— auf der Insel Réunion. Hann. 367.
— an der Küste von Chile. 375.
— Zwanzig Jahre — auf dem Ben Nevis. von Obermayer. 385.
— Resultate der — zu Kwai (Usambara) in den Jahren 1897 bis 1902. Heidke. 416.
— 1905 im subarktischen Nordamerika. 418.
— im arktischen Nordamerika auf Herschel Island 1905 418.
— Über die Beobachtungen der meteorologischen Stationen niederer Ordnung in Braunschweig während des Zeitraumes 1878 bis 1905. Dörr. 422.
— Resultate der — zu Pasuruan im Jahre 1905. Hann. 425.
— Meteorologisches Observatorium erster Ordnung zu Curityba (Paraná). Siegel. 426.
— Resultate der — zu Dawson, Jukon Territory, im Jahre 1905. 463.
— in China. 465.
— Ergebnisse der — am Observatorio del Ebro Tortosa. 466.
— in Honduras. Lottermoser. 466.
— angestellt in der Republik Guatemala. Lottermoser. 469.

Digitized by Google

Meteorologische Beobachtungen zu Rikitea, Insel Mangarewa, Gruppe der niedrigen Inseln im Großen Ozean. Hann. 471.
— Resultate der — zu Caracas in den Jahren 1906 und 1907. Hann. 521.
— Resultate der — in Oberägypten und im Sudan. Hann. 559.
— in dem Gebiete der Hudsonsbai im Jahre 1905. 562.
— Deutsche überseeische —. 236†. 384*.
— Meteorologisches Observatorium der Universität Innsbruck. 336*. — Bologna. 336*. — Sternwarte zu Prag. 384*.
— s. auch Beobachtungen, Bericht, Ergebnisse, Jahrbuch, Jahresübersicht, Månadsofversikt, Messungen, Observações, Observations, Osservazioni, Readings, Registrierungen, Veröffentlichungen.
Meteorologische Erdgloben. Kassner. 49.
Meteorologische Ergebnisse s. Ergebnisse.
Meteorologische Erscheinungen, Konstant auftretende sekundäre Maxima und Minima in dem jährlichen Verlauf der —. van Rijckevorsel. 286†. 574†.
Meteorologische Faktoren, F. A. Forel, Periodische Gletscherschwankungen und ihr Zusammenhang mit den —. 569.
Meteorologische Probleme, Gaskugeln, Anwendungen der mechanischen Wärmetheorie auf kosmologische und —. Emden. 44†.
Meteorologischer Dienst, Ein Rückschritt beim — in Rumänien. 267.
Meteorologisches Jahr, Das — 1907/08, besonders in Mitteleuropa. Krebs. 572.
Meteorologische Stationen s. Höhenstationen, Observatoire, Observatorio, Observatorium.
Meteorologische Theorien, Die — des griechischen Altertums. Gilbert. 285†.
Michelson, W. A.: Ein neues Aktinometer. 246.
Minima, Konstant auftretende sekundäre Maxima und — in dem jährlichen Verlauf der meteorologischen Erscheinungen. van Rijckevorsel. 286†. 574†.
Mission scientifique du Ka-Tanga. 336*.
Mittel, Zur Korrektion der — der täglichen Extreme in Südindien. Hann. 428.
— Monats— der Intensität der Sonnenstrahlung zu Montpellier, 1883 bis 1900. 461.
— Vieljährige — für Adelaide. 478.
Mittelamerika, Regenfall und Abfluß in den Tropen nach: Dr. A. Merz, Beiträge zur Klimatologie und Hydrographie —s. H. L. Abbot, Rainfall and outflow in the valley of the Chagres. Woeikow. 326.
Mitteleuropa, Das meteorologische Jahr 1907/08, besonders in —. Krebs. 572.
Mittelmeer, Das Problem der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen —. Hann. 215.
— Zum Problem der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen —. Krümmel. 323.
— Zur Frage der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen —. Hann. 324. 516. — Halbfass. 515. — Schmidt. 564.
Mohn, H.: Neue Studien über das Hypsometer. 193. 332. 567.
— Über die meteorologischen Ergebnisse der zweiten norwegischen arktischen Expedition im „Fram", 1898 bis 1902. Hann. 256.
— Kugelblitz. 314.
Möller, M.: Zur Theorie der Bewegungsvorgänge. 144*. 335†.
Momber, A.: 288*.
Monatskarten für den Indischen Ozean. 432*.
Mondperiode, Über die — der Bewölkung. Sutton. 27.
Montblanc, Messungen der Sonnenstrahlung auf dem — im Jahre 1907. 409.
Montpellier, Monatsmittel der Intensität der Sonnenstrahlung zu —, 1883 bis 1900. 461.
Montreux, C. Bührer über die Temperatur von —. 415.
Moog, A. s. Guillemard.
Mossman, R. C.: Über das Klima von Edinburgh. Hann. 341.
— Über die meteorologischen Ergebnisse der Schottischen Antarktischen Expedition. Hann. 529.
Mount Weather Observatory, Bulletin of the —. 142†.
München, Die Temperatur der unteren Schichten der freien Atmosphäre über — am 2., 3. und 4. Januar 1908. Schmauss. 263.
Murat, St.: Über Einfluß des Waldes auf die Windgeschwindigkeit. 229.
Mylius, E.: Volkswetterkunde, Witterungstypen und Witterungskatechismus für Nord- und Mitteldeutschland. 336*. 382†.
Mysore Meteorological Memoirs. 240*.

N.

Naab, J. P.: 576*.
Nachtwolken s. Leuchtende Nachtwolken.
Nadler: Feststellung und Untersuchung der oberen Inversion durch Pilotballons. 40.
National Physical Laboratory. 336*.
Nebel und Stürme am Baikalsee. 183.
— Atmosphärische Elektrizität und —. 429.
Nedboriagttagelser i Norge. 336*.
Negro, C. s. Costanzo.
Nekrolog auf Albert Lancaster. 125.
— auf Sir Richard Strachey. Hann. 174.
— auf Sir John Eliot. Hann. 215.
— auf Paul la Cour. 360.
— auf Prinz Yamashina. 360.
— auf Arthur Stanhope Eyre. 360.
Neuseeland s. Oamaru.
Newcomb, S.: 432*.
Nichols, E. F.: Über das Fehlen sehr großer Wellenlängen im Sonnenspektrum. 43.
Niederlande, Zur Statistik der Gewitter und der Blitzschäden in den —n. van Gulik. 108.
Niederländisch-Indien, Zur Kenntnis des Regenfalles in —. Woeikow. 168.
Niederschlag, Abfluß und Verdunstung auf den Landflächen der Erde. Brückner. 32.
— Die Zunahme der —smenge mit der Höhe am Pic du Midi. Hann. 90.
— Untersuchungen über die Veränderlichkeit der jährlichen —speriode im Gebiete zwischen der Donau und nördlichen Adria. v. Kerner. 274.
— in zentralasiatischen Gebirgen. v. Ficker. 378.
— Beziehungen zwischen Gewitterzügen und stärkeren —en. Süring. 380.
— Die —sverhältnisse von Südamerika. Voss. 141†.
—sbeobachtungen in Hessen. 240*.
— Höhe der —e im Jahre 1907 in Thüringen. 576*.
— s. auch Regen, Schnee.
Niederschlagskarte der Rheinprovinz. 288*.
Niederung, Die Luftdruckverhältnisse in der — und ihr Zusammenhang mit der Verteilung der Temperatur. Trabert. 103.
Niedrige Inseln s. Rikitea.
Nigergebiet, Regenmengen im —. Maurer. 423.
Nil, Die Regenfälle im Stromgebiet des —s und die —flut im Jahre 1906. 139.
Nippoldt, A.: Bemerkungen zu neuen Karten des Feldes der täglichen Variation des Erdmagnetismus. 97.
— Ref. 91. 191. 238.
— s. auch Lüdeling.

Digitized by Google

Nordamerika, Meteorologische Beobachtungen 1905 im subarktischen —. 418.
— Meteorologische Beobachtungen im arktischen — auf Herschel Island 1905. 418.
Nordlicht, Das Spektrum des —es. 276.
— M. Brendel über das — vom 30. Juni. 552.
Nordschein am 30. Juni in Krakau. Rudzki. 313.
—. Reimann. 313.
Norwegische arktische Expedition s. Expedition.
November, Der — 1907 in Rußland. Woeikow. 374.

O.

Oamaru, Regenversuche zu —, Neuseeland. 454.
Oberägypten s. Ägypten.
Obermayer, A. v.: Die Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen auf dem Pic du Midi de Bigorre, 2859 m, und an der Fußstation Bagnère de Bigorre, 547 m, von 1894 bis 1903. 116.
— Zwanzig Jahre meteorologischer Beobachtungen auf dem Ben Nevis. 385.
— 96*.
Observações: Observatorio Meteorologico de Coimbra. 240*.
Observations: Adelaide Observatory, and other places in South Australia and the Northern Territory. 96*. — Meteorological Committee. 144*. — Fortifications de Saint-Maurice. 192*. — Observatory at Batavia. 240*. — Institut Agronomique de Moscou. 288*. — Fernley Observatory Southport. 288*. — Stonyhurst College Observatory. 288*. — Tananarive. 384*. — Hongkong Observatory. 384*. — Institut Impérial Forestier de St. Pétersbourg. 528*.
Observatoire: Zi-Ka-Wei. 144*. 528*.
Observatorio: Habana. 432*. — Sabadell. 528*.
Observatorio del Ebro Tortosa, Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen am —. 466.
Observatorium, Das — erster Ordnung zu Quixeramobim, Staat Ceará (Nordbrasilien). Weber. 162.
Observer's Handbook. 336*.
Oder, Die Sommerhochwasser der — von 1813 bis 1903 mit besonderer Behandlung der Hochwasser vom Juni/Juli 1902 und Juli 1903. Fischer. 430.
Okada, T.: Über den täglichen Wärmeaustausch in einer Schneedecke. Defant 82.
— Föhnwinde zu Wosan in Korea. Defant. 88.
— Über den Unterschied im täglichen Luftdruckgang bei verschiedenen Bewölkungsverhältnissen zu Tokio. Defant. 366.
— K. Abe über die Dichte der Schneedecke. 461.
Oktoberwärme 1907 auf der Nordseite der Ostalpen. Hann. 35.
Omori: Bodenbewegungen und Barometerschwankung. 79.
Onweders: Nederland. 48*.
Organismus, Über den Einfluß des Höhenklimas auf den Hydratwasserverlust des —. Guillemard und Moog. 262.
Orkane, Die Vorherbestimmung der Bahnen der —. Cordeiro. 201.
— s. auch Stürme, Taifun.
Osservazioni: Osservatorio di Torino. 144*. — Osservatorio geofisico della Università di Modena. 384*.
Ostalpen s. Alpen.
Österreichische Gesellschaft für Meteorologie, Jahresversammlung der k. k. — am 16. März 1908. 253.
Overbeck: 288*.
Ozon, Über die Bildung des atmosphärischen —s und die Ursachen der Variation des Kohlensäuregehaltes der Luft. Henriet und Bonyssy. 460.

P.

Paraná, Regenmessungen auf den Stationen der —enser Staatsbahn (Estrada de ferro do —) im Jahre 1907. Siegel. 572.
— s. auch Curityba.
Paris, Untersuchungen über die untersten Luftströmungen über —. Åkerblom. 285†.
Pasuruan, Stündliche Intensität der Regen zu Batavia und —. Hann. 422.
— Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu — im Jahre 1905. Hann. 425.
Paulus, A.: 96*.
Pelagosa, Klima der Insel —. Hann. 363.
Perlschnurblitz. Luizet. 43.
Pernambuco, Regenfall zu — (Recife). Hann. 429.
Peruvian Meteorology. 240*. 432*.
Philippinen, Der Regenfall auf den —. 268.
Photographische Ausstellung, Die Internationale —. 563.
Pic du Midi, Die Zunahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe am —. Hann. 90.
— Die Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen auf dem — de Bigorre, 2859 m, und an der Fußstation Bagnère de Bigorre, 547 m, von 1894 bis 1903. v. Obermayer. 116.
Pilotballon, Feststellung und Untersuchung der oberen Inversion durch —s. Nadler. 40.
— aufstiege in Ägypten. 186.
Pini, E.: 288*.
Pola, Die erdmagnetischen Störungen vom September 1908, beobachtet in —. v. Kesslitz. 565.
Polarexpedition s. Expedition.
Polarisation, Eine neue Störung der atmosphärischen —. Busch. 412.
Polis, P.: 192*.
Potentialgefälle, Registrierungen des luftelektrischen —s an nahe benachbarten Stationen. Kähler. 155. 289.
— Über den täglichen Gang des —s. Smirnow. 474.
Potentielle Temperatur, Die Beziehungen zwischen — und Entropie. Bauer. 79.
Potsdam, Die Luftbewegung in — (1894 bis 1900). Meissner. 400.
— Ergebnisse zehnjähriger Sonnenscheinregistrierungen in — nebst Bemerkungen über die dabei benutzten Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes und Jordan. Marten. 523.
Preisausschreiben der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft. 479.
Preußisches Meteorologisches Institut, Aspirations-Psychrometertafeln, herausgegeben vom Königlich —. 332†.
Pringal, E.: 288*.
Prismen, Die Orientierung fallender — in der Luft. Köppen. 280. — Simpson. 557.
— s. auch Eiskristalle.
Prognose s. Wettervorhersagen.
Przibram, K.: 528*.
Psychrometertafeln s. Aspirations-Psychrometer-Tafeln.

Q.

Quervain, A. de: Beiträge zur Wolkenkunde. 433.
Quezaltenango s. Fiura Moka.
Quixeramobim, Das Observatorium erster Ordnung zu —, Staat Ceará (Nordbrasilien). Weber. 162.

R.

Radioaktive Emanation, A. Gockel über den Gehalt der Bodenluft an —. 410.

Digitized by Google

Radioaktivität, Luftelektrische Zerstreuung und — in der Höhle Bin-Basch-Choba in der Krim. Von Prof. Dr. Ernst Leyst. Conrad. 131.
— Messungen der Elektrizitätszerstreuung in Saalfeld im Jahre 1907 und Ergebnisse der Untersuchungen über — der Bodenarten in der Umgebung des Beobachtungsortes. Kircher. 381†.
Rainfall of India. 336*. 480*.
— map of the Commonwealth of Australia. 432*.
— British —. 480*.
Ramsay, W.: Zusammensetzung der Atmosphäre. 563.
— 576*.
Rapport: Conférence Météorologique Internationale. 48*.
Rapporto: Osservatorio marittimo di Trieste. 432*.
Räumlicher Gradient, Über den —. Arndt. 129.
Readings, Hourly —: Four observatories in connexion with the Meteorological Office. 48*. 432*.
Recife s. Pernambuco.
Redwitz, M. v.: 48*.
Regen, Die registrierende Laufgewichtswage im Dienste der Schnee-, —- und Verdunstungsmessung. Sprung. 145.
— Stündliche Intensität der — zu Batavia und Pasuruan. Hann. 422.
—mengen im Nigergebiet. Maurer. 423.
—versuche zu Oamaru, Neuseeland. 454.
—messungen in der Fiura Moka, Depto. de Quezaltenango, Republik Guatemala. Lottermoser. 477.
—messungen auf den Stationen der Paranáenser Staatsbahn (Estrada de ferro do Paraná) im Jahre 1907. Siegel. 572.
— s. auch Gewitterregen, Niederschlag.
Regenbogen, Roter —. v. Gellhorn. 371.
— Ungewöhnliche —. 566.
Regenfall, Die —e im Stromgebiet des Nils und die Nilflut im Jahre 1906. 139.
— Zur Kenntnis des —es in Niederländisch-Indien. Woeikow. 168.
— Der — auf den Philippinen. 268.
— und Abfluß in den Tropen nach: Dr. A. Merz, Beiträge zur Klimatologie und Hydrographie Mittelamerikas. H. L. Abbot, Rainfall and outflow in the valley of the Chagres. Woeikow. 326.
— in Elsaß-Lothringen. 412.
— zu Pernambuco (Recife). Hann. 429.
— Beziehungen zwischen — und Meerestemperatur an der Togoküste 463.
— Zur Erklärung der gesetzmäßigen Verteilung der Tropfengrößen bei —en. Schmidt. 496.
— zu Stonyhurst. 522.
— Mittlerer —fall auf den Sundainseln. Hann. 572.
Regenwaarnemingen in Nederlandsch-Indie. 240*.
Regenwahrscheinlichkeit, Eredia über die — in Rom. Hann. 414.
Registrierungen, Temperatur des Dnjepr und der Luft in Ekaterinoslaw. Stündliche — der Temperatur des Tambukansees (nördlicher Kaukasus). Woeikow. 136.
— des luftelektrischen Potentialgefälles an nahe benachbarten Stationen. Kähler. 155. 289.
— Ergebnisse zehnjähriger Sonnenschein— in Potsdam nebst Bemerkungen über die dabei benutzten Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes und Jordan. Marten. 523.
Reimann: Nordschein. 313.
Reiseberichte, Tabellarische — nach den meteorologischen Schiffstagebüchern. 144*. 480*.
Rekstad, J.: 240*.
Relative Feuchtigkeit s. Luftfeuchtigkeit.
Report: Weather Bureau. 48*. 144*. — Meteorological Department of the Government of India. 48*. — Meteorological Service of Canada. 240*. — Philippine Weather Bureau. 432*. — Meteorological Observatory, Cleveland, Ohio. 432*. — Meteorological Committee, London. 480*. — Meteorological Observatory of Japan. 528*. — International Meteorological Conference at Innsbruck. September 1905. 528*. — Survey Department, Egypt. 576*. — Meteorological Department, Transvaal. 576*.
Resultate der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1906 am Observatorium erster Ordnung zu Curityba (Staat Paraná). Siegel. 36.
— der meteorologischen Beobachtungen zu Cuyabá im Jahre 1906. 87.
— der meteorologischen Beobachtungen in Syrien am Libanon über Beirut 1901 bis 1904. 229.
— der meteorologischen Beobachtungen zu Kwai (Usambara) in den Jahren 1897 bis 1902. Heidke. 416.
— der meteorologischen Beobachtungen zu Pasuruan im Jahre 1905. Hann. 425.
— der meteorologischen Beobachtungen zu Dawson, Jukon Territory, im Jahre 1905. 463.
— der meteorologischen Beobachtungen zu Caracas in den Jahren 1906 und 1907. Hann. 521.
— der meteorologischen Beobachtungen in Oberägypten und im Sudan. Hann. 559.
— s. auch Ergebnisse.
Results of observations: Alfred Observatory Mauritius. 432*. — Observatory Greenwich. 480*.
Résumé météorologique: Genève et le Grand Saint-Bernard. 192*.
— d'observations: Açores. 576*.
Resúmen de las observaciones meteorológicas efectuadas en la Península y algunas de sus islas adyacentes. Madrid. 480*.
Réunion, Meteorologische Beobachtungen auf der Insel —. Hann. 367.
Riccò, A.: 48*.
Richard, J.: 144*.
Richarz, F.: Über Beobachtung des künstlichen Brockengespenstes. 19.
— 528*.
Richter, C. M.: 528*.
Rijckevorsel, E. van: Konstant auftretende sekundäre Maxima und Minima in dem jährlichen Verlauf der meteorologischen Erscheinungen. 48*. 286†. 432*. 574†.
Rikitea, Meteorologische Beobachtungen zu —, Insel Mangarewa, Gruppe der niedrigen Inseln im Großen Ozean. Hann. 471.
— Der tägliche Gang des Luftdruckes auf der Insel Mangarewa zu —. 570.
Rolf, B.: 288*.
Rom, Eredia über die Regenwahrscheinlichkeit in —. Hann. 414.
Rotch, A. L.: 48*.
Rudel, K.: 576*.
Rudzki, M. P.: Nordschein am 30. Juni in Krakau. 313.
Rumänien, Ein Rückschritt beim meteorologischen Dienst in —. 267.
Rummler: 528*.
Russeltvedt, N.: Ein neues Haarhygrometer. 396. 576.
Rußland, Das Barometermaximum November 1907 in —. Woeikow. 185.
— Dämmerungserscheinungen am 30. Juni 1908 in —. Schoenrock. 369.
— Der November 1907 in —. Woeikow. 374.
Rutherford, E.: 240*.
Rykatschew jun., M.: Über den Einfluß der Unterlage auf den täglichen Gang der absoluten Feuchtigkeit. 501.

Digitized by Google

S.

Saalfeld, Messungen der Elektrizitätszerstreuung in — im Jahre 1907 und Ergebnisse der Untersuchungen über Radioaktivität der Bodenarten in der Umgebung des Beobachtungsortes. Kircher. 381†.
Saltonsee, Verdunstung im —. 426.
Salvador, Meteorologische Beobachtungen, angestellt in den Republiken Guatemala und — 1906. Sapper. 178.
Samoa, Fern- und Naherdbeben auf — 1905 und 1906. Linke. 235.
Sandström, J. W.: 48*.
San Francisco, Die wahre Mitteltemperatur von —, Kalifornien. Mc. Adie. 330.
Sapper, K.: Meteorologische Beobachtungen, angestellt in den Republiken Guatemala und Salvador 1906. 178.
Savélief s. Aktinometer.
Scheiner, J.: 144*.
Schellenberg, O.: 432*.
Scheller, A.: Magnetisches Gewitter. 234.
Schmauss, A.: Die Temperatur der unteren Schichten der freien Atmosphäre über München am 2., 3. und 4. Januar 1908. 263.
— 144*.
Schmid, Fr.: 384*.
Schmidt, Ad.: 240*.
Schmidt, J.: 528*.
Schmidt, W.: Absorption der Sonnenstrahlung in Wasser. 321.
— Einfluß von Seeflächen auf die Bewölkung. 371.
— Beobachtungen über die Orientierung der Eiskristalle in den Wolken. 372.
— Zur Erklärung der gesetzmäßigen Verteilung der Tropfengrößen bei Regenfällen. 496.
— Zur Frage der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer 564.
Schnee, Die registrierende Laufgewichtswage im Dienste der —-, Regen- und Verdunstungsmessung. Sprung. 145.
— Die Lufttemperatur bei —- und Graupelfall in und um Berlin. Kassner. 348.
Schneedecke, T. Okada über den täglichen Wärmeaustausch in einer —. Defant. 82.
— K. Abe über die Dichte der —. Okada. 461.
Schneider, J.: 96*.
Schoenrock, A.: Dämmerungserscheinungen am 30. Juni 1908 in Rußland. 369.
Schottische Antarktische Expedition s. Expedition.
Schreiber, A.: Ref. 187.
Schreiber, P.: Formeln und Tabellen aus dem Gebiete der Thermodynamik, für die meteorologische Praxis vorgerichtet. 187†.
— 480*.
Schubert, J.: Landsee und Wald als klimatische Faktoren. 128.
— Der Wasserhaushalt an der Erdoberfläche. 415.
— Ref. 285. 432*. 528*.
Schück, A.: Eigenartiges Elmsfeuer. 138.
Schule, Anleitung zur Aufstellung von Wettervorhersagen für alle Berufsklassen, insbesondere für — und Landwirtschaft. van Bebber. 527†.
Schulz, P.: 240*.
Schuster, A.: Über die tägliche Variation des Erdmagnetismus. 134.
— Über die elektrischen Phänomene der Atmosphäre. 135.
— Die 4.8jährige Sonnenfleckenperiode. 568.
— 384*.
Schwalbe, G.: Ref. 333.
Schwarzwaldgebiet, W. Stöckigt über den Einfluß der Lage auf die Temperatur der Sommermonate und auf die Luftfeuchtigkeit an heißen Tagen im —. Hann. 420.
Schweder: 144*.
Schweiz, Außerordentlicher Wettersturz Ende Mai in der —. 261.
Schweizer Alpen s. Alpen.
See, T. J. J.: 96*.
See s. Baikalsee, Landsee, Tambukansee.
Seeflächen, Einfluß von — auf die Bewölkung. Schmidt. 371.
Senegambien, Zum Klima des französischen Sudan. Oberes —. 284.
Serra da Estrella, Die Temperaturabnahme mit der Höhe in der —. Hann. 132.
Sibirien, Die ersten Beobachtungen mit Ballons in —. Woeikow. 374.
Siegel, Fr.: Resultate der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1906 am Observatorium erster Ordnung zu Curityba (Staat Paraná). 36.
— Meteorologisches Observatorium erster Ordnung zu Curityba (Paraná). 426.
— Regenmessungen auf den Stationen der Paranáenser Staatsbahn (Estrada de ferro do Paraná) im Jahre 1907. 572.
Simpson, G. C.: Die Orientierung fallender Prismen in der Luft. 557.
Sitka, Zum Klima von —. Krčmár. 315.
Skreb, S.: Ref. 525.
Smirnow, D.: Über das Aktinometer Violle-Savélief. 299.
— Über den täglichen Gang des Potentialgefälles. 474.
Smithsonian Meteorological Tables. 240*.
Solarkonstante, Die neuesten Untersuchungen über die — der Strahlung. Abbot und Fowle. 549.
Sommerhochwasser s. Hochwasser.
Sommermonate, W. Stöckigt über den Einfluß der Lage auf die Temperatur der — und auf die Luftfeuchtigkeit an heißen Tagen im Schwarzwaldgebiet. Hann. 420.
Sommerville, D. M. Y.: 288*.
Sonnblickgipfel, Der April 1908 auf dem —. 410.
Sonne, Schwankungen in der thermischen Strahlung der —. 320.
Sonnenfleckenperiode, Die 4.8jährige —. Schuster. 568.
Sonnenflecken-Relativzahlen. Provisorische — für das IV. Quartal 1907 bis III. Quartal 1908. Wolfer. 38. 183. 315. 518.
Sonnenscheinautographen, Ergebnisse zehnjähriger Sonnenscheinregistrierungen in Potsdam nebst Bemerkungen über die dabei benutzten — Campbell-Stokes und Jordan. Marten. 523.
Sonnenscheinregistrierungen s. Registrierungen.
Sonnenspektrum, Über das Fehlen sehr großer Wellenlängen im —. Nichols. 43.
Sonnenstrahlung, Westman über Dauer und Betrag der — zu Stockholm. Hann. 42.
— Messungen der Intensität der — in Warschau von Ladislaus Gorczynski. Exner. 85.
— Über die Intensität der — in Wien. Exner. 125.
— Absorption der — in Wasser. Schmidt. 321.
— Messungen der — auf dem Montblanc im Jahre 1907. 409.
— Monatsmittel der Intensität der — zu Montpellier, 1883 bis 1900. 461.
— s. auch Aktinometrische Beobachtungen.
Sorre, M.: Über die Verteilung der Gewitter im Département l'Hérault. 467.
Southport, Täglicher Gang der Stärke und Frequenz der Winde in —. 472.
Spanien s. Tortosa.
Spariosu, B.: 144*.
Spektrum, Das — des Nordlichtes. 276.

Digitized by Google

Spektrum s. auch Sonnenspektrum.
Spostrzeżenia meteorologiczne: Warschau. 48*.
Sprung, A.: Die registrierende Laufgewichtswage im Dienste der Schnee-, Regen- und Verdunstungsmessung. 145.
Städte s. Großstädte.
Staikoff, St. D.: Über die Natur der Gewittercirren. 361.
Statische Meteorologie s. Meteorologie.
Sterblichkeit, Über die Beziehung zwischen der — der Kinder und den hohen Temperaturen. van Everdingen. 267.
Stockholm, Westman über Dauer und Betrag der Sonnenstrahlung zu —. Hann. 42.
Stöckigt, W.: Einfluß der Lage auf die Temperatur der Sommermonate und auf die Luftfeuchtigkeit an heißen Tagen im Schwarzwaldgebiet. Hann. 420.
Stonyhurst, Regenfall zu —. 522.
Strachey, Nekrolog auf Sir Richard —. Hann. 174.
Strahlung, Schwankungen in der thermischen — der Sonne. 320.
— Gesetze und Theorien der —. Wien. 542.
— Die neuesten Untersuchungen über die Solarkonstante der —. Abbot und Fowle. 549.
— s. auch Sonnenstrahlung.
Stürme, Nebel und — am Baikalsee. 183.
— s. auch Hagelsturm, Orkane.
Subarktisches Nordamerika s. Nordamerika.
Südafrika, Innes über die Luftdruckverhältnisse von —. Hann. 510.
Südamerika, Die Niederschlagsverhältnisse von —. Voss. 141†.
Sudan, Zum Klima des französischen —. Oberes Senegambien. 284.
— Resultate der meteorologischen Beobachtungen in Oberägypten und im —. Hann. 559.
Südindien s. Bangalore.
Sundainseln, Mittlerer Regenfall auf den —. Hann. 572.
Süring, R: Beziehungen zwischen Gewitterzügen und stärkeren Niederschlägen. 380.
— Über die Ergebnisse der Gewitterbeobachtungen in den Jahren 1903, 1904 und 1905. Hann. 519.
— Ref. 142. 143. 332. 335. 382. 527. 384*.
Sutton, J. R.: Über die Mondperiode der Bewölkung. 27.
Synoptische Wettterkarten s. Wetterkarten.
Syrien, Resultate meteorologischer Beobachtungen in — am Libanon über Beirut 1901 bis 1904. 229.

T.

Tägliche Extreme, Zur Korrektion der Mittel der — in Südindien. Hann. 428.
Tägliche Luftschwankung s. Luftschwankung.
Täglicher Gang, Der — der Temperatur in der freien Atmosphäre. Wundt. 337.
— Der — der Windstärke auf der Bjelašnica. Hann. 427.
— der Stärke und Frequenz der Winde in Southport. 472.
— Über den — des Potentialgefälles. Smirnow. 474.
— Über den Einfluß der Unterlage auf den — der absoluten Feuchtigkeit. Rykatschew jun. 501.
— Über den — der Temperatur in den höheren Luftschichten. Hann. 557.
— Der — des Luftdruckes auf der Insel Mangarewa zu Rikitea. 570.
Täglicher Luftdruckgang, Der — in unserer Atmosphäre. Trabert. 39.
Täglicher Luftdruckgang, T. Okada über den Unterschied im — bei verschiedenen Bewölkungsverhältnissen zu Tokio. Defant. 366.
Tägliche Variation, Bemerkungen zu neuen Karten des Feldes der — des Erdmagnetismus. Nippoldt. 97.
— Über die — des Erdmagnetismus. Schuster. 134.
Taifun bei den Karolineninseln. 273.
Tambukansee, Temperatur des Dnjepr und der Luft in Ekaterinoslaw. Stündliche Registrierungen der Temperatur des —s (nördl. Kaukasus). Woeikow. 136.
Tein, M. v.: 576*.
Teisserenc de Bort, L.: Untersuchungen über die Anwesenheit der seltenen Gase in der Atmosphäre in verschiedenen Höhen. 563.
Temperatur, Die Luftdruckverhältnisse in der Niederung und ihr Zusammenhang mit der Verteilung der —. Trabert. 103.
— Die —abnahme mit der Höhe in der Serra da Estrella. Hann. 132.
— des Dnjepr und der Luft in Ekaterinoslaw. Stündliche Registrierungen der — des Tambukansees (nördl. Kaukasus). Woeikow. 136.
—en in großen Höhen des Himalaja. 140.
— Über die Beziehung zwischen Druck und — bei mit der Höhe variabeln —gradienten. Defant. 175.
— Das Problem der vertikalen —verteilung im östlichen Mittelmeer. Hann. 215.
— Einfluß der Mittel — einer Luftsäule auf den Luftdruck an der Basis der Säule. v. Ficker. 222.
— Die — der unteren Schichten der freien Atmosphäre über München am 2., 3. und 4. Januar 1908. Schmauss. 263.
— Über die Beziehung zwischen der Sterblichkeit der Kinder und den hohen —en. van Everdingen. 267.
— Zum Problem der vertikalen —verteilung im östlichen Mittelmeer. Krümmel. 323.
— Zur Frage der vertikalen —verteilung im östlichen Mittelmeer. Hann. 324. 516. — Halbfass. 515. — Schmidt. 564.
— Die wahre Mittel— von San Francisco, Kalifornien. Mc. Adie. 330.
— Der tägliche Gang der — in der Atmosphäre. Wundt. 337.
— C. Bührer über die — von Montreux. 415.
— W. Stöckigt über den Einfluß der Lage auf die — der Sommermonate und auf die Luftfeuchtigkeit an heißen Tagen im Schwarzwaldgebiet. Hann. 420.
—beobachtungen im Hochlande von Guatemala. Lottermoser. 518.
— Über den täglichen Gang der — in den höheren Luftschichten. Hann. 557.
—zunahme um 1° von 100 bis 750 m Seehöhe. Köppen. 570.
— s. auch Isotherme Schicht, Lufttemperatur, Meerestemperatur, Potentielle Temperatur, Wärme.
Temperaturgradient, Über die Beziehung zwischen Druck und Temperatur bei mit der Höhe variabeln —en. Defant. 175.
Thermische Strahlung s. Strahlung.
Thermodynamik, Formeln und Tabellen aus dem Gebiete der —, für die meteorologische Praxis vorgerichtet. Schreiber. 187†.
Thermometerskala, Zur Geschichte der hundertteiligen —. Börnstein. 73.
Thielemann, M.: 144*.
Togoküste, Beziehungen zwischen Regenfall und Meerestemperatur an der —. 463.
Tokio, T. Okada über den Unterschied im täglichen Luftdruckgang bei verschiedenen Bewölkungsverhältnissen zu —. Defant. 366.

Digitized by Google

Tortosa, Zum Klima von — (Spanien). Clusella. 228.
— s. auch Observatorio del Ebro Tortosa.
Trabert, W.: Die langdauernde Föhnperiode im Oktober 1907 und die Luftdruckverteilung bei Föhn. 1.
— Der tägliche Luftdruckgang in unserer Atmosphäre. 39.
— Die Luftdruckverhältnisse in der Niederung und ihr Zusammenhang mit der Verteilung der Temperatur. 103.
— Über Keile hohen Druckes an der Alpenkette. 232.
— Witterung und Geisteskrankheit. 263.
— Ref. 44.
Tropen, Regenfall und Abfluß in den — nach: Dr. A. Merz, Beiträge zur Klimatologie und Hydrographie Mittelamerikas. H. L. Abbot, Rainfall and outflow in the valley of the Chagres. Woeikow. 326.
Tropfengrößen, Zur Erklärung der gesetzmäßigen Verteilung der — bei Regenfällen. Schmidt. 496.
Turkestan, H. v. Ficker, Zur Meteorologie von West—. Wagner. 512.
— Ist eine fortschreitende Austrocknung —s vorhanden? Woeikow. 567.

U.

Überdruck, Der — über dem Alpengebiet. von Botzheim. 25. Hann 27.
Uljanin, W. v.: Über den Assmannschen Aspirationsmeteorographen. 182.
Ungarn, Die Lufttemperatur in — zur Zeit der Ankunft von 32 Vogelarten. Hegyfoky. 276.
Usambara s. Kwai.

V.

Vallery, J.: 192*.
Vanderlinden, E.: La foudre et les arbres. 93†.
Verdunstung, Niederschlag, Abfluß und — auf den Landflächen der Erde. Brückner. 32.
— Die registrierende Laufgewichtswage im Dienste der Schnee-, Regen- und —smessung. Sprung. 145.
— im Saltonsee. 426.
Vereinsnachrichten s. Bericht, Deutsche Meteorologische Gesellschaft, K. K. Österreichische Gesellschaft für Meteorologie.
Veröffentlichungen: Hydrographisches Amt in Pola. 144*. 432*.
— s. auch Jahrbuch.
Versammlung, Jahres— der k. k. österreichischen Gesellschaft für Meteorologie am 16. März 1908. 253.
— s. auch Conférence.
Verslag van het college van curatoren en van den hoofdirecteur van het Kon. Nederlandsch Meteorologisch Instituut. 288*.
Vertikale Temperaturverteilung s. Temperatur.
Vincent, J.: 144*. 480*.
Violle s. Aktinometer.
Vogelarten, Die Lufttemperatur in Ungarn zur Zeit der Ankunft von 32 —. Hegyfoky. 276.
Volkswetterkunde s. Wetterkunde.
Voller, A.: 48*. 480*.
Voss, E. L.: Die Niederschlagsverhältnisse von Südamerika. 141†.

W.

Waarnemingen, Oceanographische en meteorologische — in den Indischen Oceaan. 384*.
Wagebarograph s. Aneroid-Wagebarograph.
Wagner, A.: Heinz v. Ficker, Zur Meteorologie von Westturkestan. 512.
Wagner, H.: 144*. 336*.
Wald, Landsee und — als klimatische Faktoren. Schubert. 128.
— St. Murat über Einfluß des —es auf die Windgeschwindigkeit. 229.
Wärme, Oktober— 1907 auf der Nordseite der Ostalpen. Hann. 35.
— Die —abnahme mit der Höhe in den Schweizer Alpen. Maurer. 241.
Wärmeaustausch, T. Okada über den täglichen — in einer Schneedecke. Defant. 82.
Wärmetheorie, Gaskugeln, Anwendungen der mechanischen — auf kosmologische und meteorologische Probleme. Emden. 44†.
Wärmeumsatz, Der jährliche — im Comosee. Hann. 219.
Warschau, Messungen der Sonnenstrahlung in — von Ladislaus Gorczynski. Exner. 85.
Wasser, Absorption der Sonnenstrahlung in —. Schmidt. 321.
Wasserhaushalt, Schubert, Der — an der Erdoberfläche. 415.
Watt, A.: 240*.
Weber, O. B.: Das Observatorium erster Ordnung zu Quixeramobim, Staat Ceará (Nordbrasilien). 162.
Wegener, K.: Über die zweite Fahrt des Ballons „Ziegler" nach England vom 1. bis 3. November 1907 in 40 Stunden. 67.
Wegrosta, K.: Ostalpenföhn und die Föhnperiode Oktober 1907. 174.
Wellenlängen, Über das Fehlen sehr großer — im Sonnenspektrum. Nichols. 43.
Westman: Über Dauer und Betrag der Sonnenstrahlung zu Stockholm. Hann. 42.
Westturkestan s. Turkestan.
Wetter und Ernten. Hooker. 89.
— Vergleich zwischen dem — in Nord- und Südengland. Mac Dowall. 420.
— Das — und seine Bedeutung für das praktische Leben. Kassner. 143†.
— Das Klima und — von Baltimore. Fassig. 526†.
— s. auch Witterung.
Wetterkarten, Über eine erste Annäherung zur Vorausberechnung synoptischer —. Exner. 57.
— für den Nordatlantischen Ozean und die anliegenden Teile der Kontinente. 192*.
Wetterkunde, Volks—, Witterungstypen und Witterungskatechismus für Nord- und Mitteldeutschland. Mylius. 382†.
Wettersturz, Der — vom 15./16. August 1906. Krug. 178.
— Außerordentlicher — Ende Mai in der Schweiz. 261.
Wettervorhersagen, Anleitung zur Aufstellung von — für alle Berufsklassen, insbesondere für Schule und Landwirtschaft. van Bebber. 527†.
Wien, W.: Gesetze und Theorien der Strahlung. 542.
Wien, Über die Intensität der Sonnenstrahlung in —. Exner. 125.
Winde, Sir John Eliot über die — in Nordindien. Defant. 268.
— zu Catania. Hann. 470.
— Täglicher Gang der Stärke und Frequenz der — in Southport. 472.
— s. auch Föhn, Luftbewegung, Stürme.
Winddruck. 234.
Windgeschwindigkeit, St. Murat über Einfluß des Waldes auf die —. 229.
Windstärke, Die tägliche Variation der — auf den Berggipfeln in Südindien in ihrer Beziehung zu der täglichen Luftschwankung. Hann. 220.

Digitized by Google

Windstärke, Der tägliche Gang der — auf der Bjelašnica. Hann. 427.
Windstille Region, Über eine — in 3000 bis 4000 engl. Fuß Seehöhe in der kalten Jahreszeit in der Gegend von Calcutta. Little. 427.
Witterung und Geisteskrankheit. Trabert. 263.
Witterungskatechismus, Volkswetterkunde, Witterungstypen und — für Nord- und Mitteldeutschland. Mylius. 382†.
Witterungstypen, Volkswetterkunde, — und Witterungskatechismus für Nord- und Mitteldeutschland. Mylius. 382†.
Witting, R.: 336*.
Woeikow, A.: Aktinometrische Beobachtungen auf dem kleinen Ararat. 38.
— Klima von La Paz, Bolivien. 91.
— Temperatur des Dnjepr und der Luft in Ekaterinoslaw. Stündliche Registrierungen der Temperatur des Tambukansees (nördl. Kaukasus). 136.
— Zur Kenntnis des Regenfalles in Niederländisch-Indien. 168.
— Das Barometermaximum November 1907 in Rußland. 185.
— Das amazonische Klima. 259.
— Regenfall und Abfluß in den Tropen nach: Dr. A. Merz, Beiträge zur Klimatologie und Hydrographie Mittelamerikas. H. L. Abbot, Rainfall and outflow in the valley of the Chagres. 326.
— Die Isonephen und die Bewölkung nach Breitenzonen. 357.
— Die ersten Beobachtungen mit Ballons in Sibirien. 374.
— Der November 1907 in Rußland. 374.
Woeikow, A.: Turkestan. Ist eine fortschreitende Austrocknung Turkestans vorhanden? 567.
Wolf: Die Himmelsröte zu Ende Juni und anfangs Juli. 556.
Wolfer, A.: Provisorische Sonnenflecken-Relativzahlen für das IV. Quartal 1907 bis III. Quartal 1908. 38. 183. 315. 518.
Wolken, Beobachtungen über die Orientierung der Eiskristalle in den —. Schmidt. 372.
— s. auch Leuchtende Nachtwolken, Cirrus, Kumulus.
Wolkenkunde, Beiträge zur —. de Quervain. 433.
Wosan, T. Okada über Föhnwinde zu — in Korea. Defant. 88.
Wundt, W.: Der tägliche Gang der Temperatur in der freien Atmosphäre. 337.
Wussow, G.: Ref. 286. 574.

Y.

Yamashina, Prinz —†. 360.

Z.

Zeitschrift für Balneologie, Klimatologie und Kurort-Hygiene. 240*.
Zentralasiatische Gebirge, Niederschlag in —n. v. Ficker. 378.
Ziegler Polar Expedition: 48*. 91†.
Zi-Ka-Wei Observatory telegraphic convention for transmission of typhoon and gale warnings. 480*.
Zonen s. Breitenzonen.
Zyklonen, Zur lokalen Entstehung der —. Friesenhof. 419.

Digitized by Google

P. G. Lab

1908 Heft 1 Januar

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. R. SÜRING
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXV, zugleich Bd. XLIII der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit acht Textfiguren.

INHALT.

Seite

Wilhelm Trabert: Die langdauernde Föhnperiode im Oktober 1907 und die Luftdruckverteilung bei Föhn. Mit 3 Abbildungen 1
A. Gockel: Über den Ionengehalt der Atmosphäre 9
F. Richarz: Über Beobachtung des künstlichen Brockengespenstes. Mit 4 Abbildungen 19

Kleinere Mitteilungen:

Seite

A. von Botzheim: Der Überdruck über dem Alpengebiet 25
J. Hann: Hochdruck über dem Alpengebiet 27
Über die Mondperiode der Bewölkung, von J. R. Sutton, M. A. . 27
J. Hann: Einige Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen an den südindischen Höhenstationen 28
Ed. Brückner: Niederschlag, Abfluß und Verdunstung auf den Landflächen der Erde 32
J. H.: Oktoberwärme 1907 auf der Nordseite der Ostalpen 35
Franz Siegel: Resultate der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1906 am Observatorium erster Ordnung zu Curityba (Staat Paraná) 36
A. Wolfer: Provisorische Sonnenflecken-Relativzahlen für das IV. Quartal 1907 38

Seite

A. Woeikow: Aktinometrische Beobachtungen auf dem kleinen Ararat 38
W. Trabert: Der tägliche Luftdruckgang in unserer Atmosphäre 39
Nadler: Feststellung und Untersuchung der oberen Inversion durch Pilotballons. Mit 1 Textfigur 40
Hagelsturm in Ägypten 41
J. Hann: Westman über Dauer und Betrag der Sonnenstrahlung zu Stockholm 42
Eugen Janežič: Interessanter Kugelblitz 42
Perlschnurblitz 43
E. F. Nichols: Über das Fehlen sehr großer Wellenlängen im Sonnenspektrum 43

Literaturbericht:

Seite

Wilh. Trabert: Emden, R., Gaskugeln, Anwendungen der mechanischen Wärmetheorie auf kosmologische und meteorologische Probleme 44
C. Kaßner: Leyst, E., Über Schätzung der Bewölkungsgrade . 46

Bibliographie 47

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis ℳ 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1908

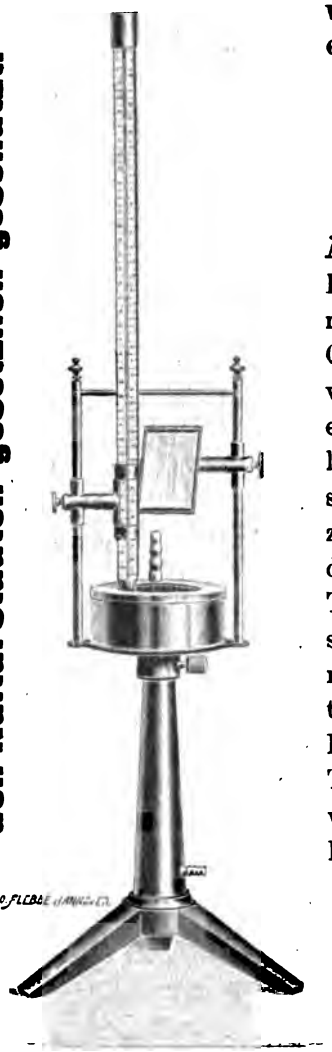
Digitized by Google

Kondensations-Hygrometer

nach Dr. W. A. Nippoldt

ist für streng wissenschaftliche Zwecke bestimmt. Sein Platz ist in größeren meteorologischen Stationen, hygienischen Instituten und anderen wissenschaftlichen Anstalten, **wo es besonders bei Temperaturen unter 0° unentbehrlich ist,** wenn das Psychrometer als exaktes Instrument versagt.

Lambrecht's Instrumente sind in den Kulturstaaten gesetzlich geschützt.



Beschreibung.

Eine Metalldose, welche den zu verdampfenden Äther enthält, trägt einen Deckel mit einer Vertiefung. Die Wandungen des Deckels sind im Innern der Dose mit Docht umgeben. Außen enthält die Vertiefung Quecksilber. In dessen Oberfläche taucht ein rechtwinklig umgebogenes Thermometer. In die Dose wird ein Luftstrom eingeblasen (durch Gummiball), wodurch lebhafte Verdunstung und Temperaturerniedrigung entsteht. Diese teilt sich dem Quecksilber und gleichzeitig dem Thermometer mit. In dem Moment, in dem der Quecksilberspiegel sich beschlägt, zeigt das Thermometer den Taupunkt. Der Zeitpunkt des Beschlagens ist sehr fein bestimmbar, namentlich, wenn man Glimmerblättchen auflegt und die dabei auftretenden Newtonschen Farbenringe beobachtet. Die Identität der Temperaturen des Quecksilbers und des Thermometers ist bei diesem Instrumente derart sicher, wie sie kein anderes, selbst nicht das Dufoursche Kondensationshygrometer, besitzt.

Siehe auch Beschreibung in der „Meteorologischen Zeitschrift" Jahrgang 1894, S. 157/159 und im „Elektrotechnischen Echo" 1893/94.

Man verlange Gratis-Drucksache Nr. 276.

Wilh. Lambrecht, Göttingen

Gegründet 1859. ✽ **(Georgia Augusta)**

Inhaber des Ordens für Kunst u. Wissenschaft, der großen goldenen und verschiedener anderer Staatsmedaillen. Ehrendiplom, Goldene Fortschritts-Medaille Wien 1906.

Vertreter an allen gröfseren Plätzen des In- und Auslandes.

Generalvertrieb für die Schweiz, Italien und die österreich. Alpenländer durch:

C. A. Ulbrich & Co. in Zürich.

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 25 * 1908 * Heft 1.

Die langdauernde Föhnperiode im Oktober 1907 und die Luftdruckverteilung bei Föhn.

Von WILHELM TRABERT.

Die Zeit vom 7. bis 25. September 1907 zeichnete sich in Innsbruck durch eine Reihe fast ununterbrochen schöner Tage aus. Nur am 14. bis 16. September regnete es, oder es war doch wenigstens der Himmel zum größten Teile bedeckt.

An diese Schönwetterperiode schloß sich eine Periode ungemein föhnreicher Tage an, die sich sowohl durch die außerordentliche Heftigkeit des Föhns, als auch durch dessen lange Dauer auszeichnete. Diese Föhnperiode währte vom 26. September bis mindestens zum 20. Oktober 1907, also etwa einen Monat. Es muß übrigens auch der 24. Oktober noch als Föhntag bezeichnet werden, so daß man die Periode auch vom 26. September bis 24. Oktober rechnen kann.

Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht der Windbeobachtungen in Innsbruck zu den drei Terminen um 7^a, 2^p und 9^p, wobei zu bemerken ist, daß alle Winde aus S, SW oder SE in Innsbruck als Föhn erscheinen.

Windbeobachtungen zu Innsbruck.

Daten	7^a	2^p	9^p	Daten	7^a	2^p	9^p
26. September	W 3	S 4	S 2	11. Oktober	—	—	—
27. „	W 3	S 4	SW 1	12. „	—	—	—
28. „	W 1	S 4	S 3	13. „	—	S 3	S 4
29. „	W 2	S 4	—	14. „	W 1	SE 3	S 4
30. „	W 1	SE 4	S 3	15. „	S 4	SE 3	SE 2
				16. „	SE 5	S 4	S 3
1. Oktober	W 3	S 4	—	17. „	NW 1	NE 1	—
2. „	—	NE 1	—	18. „	—	S 1	S 2
3. „	—	S 5	S 2	19. „	W 3	—	S 2
4. „	—	—	—	20. „	W 1	S 2	W 2
5. „	—	—	—	21. „	W 3	W 1	—
6. „	—	—	—	22. „	W 1	—	—
7. „	—	S 3	SW 2	23. „	—	W 1	—
8. „	—	SE 4	S 4	24. „	W 3	S 5	—
9. „	SE 3	S 3	NE 2	25. „	—	—	—
10. „	NW 2	—	—	26. „	—	—	—

Nach diesen Beobachtungen sind als Föhntage zu bezeichnen der 26. September bis 1. Oktober, dann der 3. Oktober, der 7. bis 9. Oktober und die Tage vom 13. bis 20. Oktober, wobei nur der 17. Oktober eine Unterbrechung hervorbrachte. Außerdem kann noch, wie bereits erwähnt wurde, der 24. Oktober zu dieser Föhnperiode gerechnet werden. An diese Tage schloß sich eine Periode föhnlosen Wetters mit einem starken Abfall des Barometers mit Trübung und Niederschlag.

Ein Blick auf die Tabelle läßt erkennen, daß zur Zeit der Terminbeobachtung um 7^h früh fast stets die von Ficker erklärte Föhnpause beobachtet wird. Unter 18 Föhntagen wurde nur dreimal auch um 7^h früh Föhn beobachtet, am 9., 15. und 16. Oktober. Es sind dies zugleich jene Tage, an welchen der Föhn überhaupt seine größte Stärke erreichte. An den anderen Tagen wurde entweder eine Kalme zur Zeit der 7^h-Beobachtung notiert oder, was gewöhnlich der Fall ist, ein Westwind.

Digitized by Google

Mit dieser Erscheinung hängt es zusammen, daß um die Frühbeobachtung die Temperatur stets niedrig und die Feuchtigkeit ziemlich groß ist. Es fehlen aber um diese Zeit wirklich die einzelnen Indizien für Föhn. Im allgemeinen dauerte diese Föhnpause von 10h abends oder auch später bis 8h früh.

Zur Zeit der Nachmittagsbeobachtung wurde fast stets eine südliche Windrichtung eingetragen. Der Beobachter notierte hierbei in der Regel die Windstärke 4 oder, bei sehr starkem Winde, auch die Stärke 5. Mag immerhin zu diesem Umstande auch beitragen, daß der Beobachter bei seinen Beobachtungen die Windstärke unterschätzt, ein Hauptgrund dafür, daß niemals Sturmgeschwindigkeit beobachtet wurde, ist wohl die Tatsache, daß der Föhn stets in Stößen weht, die durchaus in ihrer größten Heftigkeit nicht auf 2h zu entfallen brauchen. Gewiß ist, daß in einzelnen Stößen am 9., 15. und 16. Oktober tatsächlich Sturmgeschwindigkeit erreicht wurde.

Die Wetterkarten lassen für die erwähnten 18 Tage die für Föhn charakteristische Situation erkennen. Der Luftdruck ist im W niedrig, im E hoch. Das Barometermaximum, das lange Zeit über Mitteleuropa lagerte und dort schönes Wetter hervorbrachte, hat sich, wie im Winter, nach NE oder E über Rußland verlagert und verharrt dort die ganze Zeit. Die Schönwetterperiode vom 7. bis 25. September und die Föhnperiode der sich daran anschließenden Zeit hängen also wohl ursächlich zusammen. Im allgemeinen verlaufen bei Föhn über Mitteleuropa die Isobaren von SSW nach NNE. Unter den besprochenen 18 Fällen war der Isobarenverlauf über Mitteleuropa im allgemeinen:

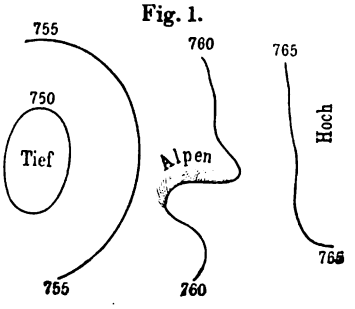
von SW nach NE	von SSW nach NNE	von S nach N	von SSE nach NNW
einmal,	zehnmal,	sechsmal,	einmal.

Nach dem Buys-Ballotschen Gesetze entspricht diesem Isobarenverlauf etwa ein Südwind und das Luftdruckgefälle war ungefähr von ESE nach WNW gerichtet.

Dieser Isobarenverlauf oder dieses Gefälle, wie es im allgemeinen über Mitteleuropa vorhanden ist, ist aber in unmittelbarer Nähe der Alpen gestört. Auf der Nordseite der Alpen ist der Druck relativ niedrig, auf der Südseite der Alpen ist der Druck relativ hoch, so daß es immer eine Isobare gibt, welche sich dem Verlaufe der Alpen eng anschließt, und speziell dort, wo sich die Alpen befinden, in der Niederung immer ein Luftdruckgefälle von S nach N vorhanden ist.

Die Isobaren erhalten dadurch über den Alpen ihr charakteristisches Aussehen. Der hohe Luftdruck im E sendet sozusagen auf der Südseite der Alpen einen Keil relativ hohen Druckes nach W aus, so daß die Isobaren im S der Alpen meistens eine Nase hohen Druckes erkennen lassen, die nach W hin gerichtet ist.

Fig. 1.



Besonders dann ist diese Nase schön ausgeprägt, wenn die Isobaren von SW nach NE verlaufen. Je mehr dieselben gegen SSE bis NNW gedreht sind, um so undeutlicher wird die Nasenform, ja wir sehen unter Umständen nur noch die Anschmiegung einer Isobare an die Alpenkette. Pernter hat hierauf seine neun Typen der bei Föhn möglichen Wetterlagen aufgebaut.

Fig. 1 gibt eine ungefähre Vorstellung von dem für Föhn charakteristischen Keile hohen Luftdruckes, der sich nasenförmig auf der Südseite der Alpen vom Barometermaximum im E aus gegen W hin erstreckt.

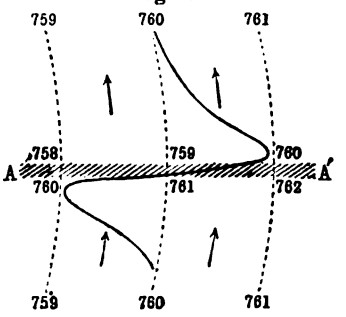
Digitized by Google

Der unmittelbare Augenschein lehrt, daß wir es mit einer Störung des normalen Isobarenverlaufs zu tun haben, zu welcher die Alpenkette die Veranlassung gibt.

Der Verfasser dieser Zeilen hat früher solche Keile als eine Stauungserscheinung aufgefaßt.

Fig. 2 gibt ein Bild davon, wie man sich einen derartigen durch Stauung hervorgebrachten Keil vorstellen kann. Wir dürfen wohl annehmen, daß ohne die Alpenkette der Verlauf der Isobaren ein regelmäßiger, etwa von S nach N gerichteter wäre, daß also die punktierten Isobaren 759, 760 und 761 mm den Verlauf derselben, wie er ohne die Alpenkette vorhanden wäre, charakterisieren würden. Diesem Verlaufe entspricht ungefähr ein Südstrom, wie er durch die vier Pfeile angedeutet werden soll.

Fig. 2.



Nun denken wir uns in diesen Südstrom die Alpenkette AA' eingebettet, die wie eine Mauer von etwa 2000 m Höhe den heranwehenden Südstrom staut und zwingt, über dieselbe hinüberzuwehen. Wenn wirklich die Alpenkette stauend wirkt, wie etwa ein Brückenpfeiler, der in einen Wasserstrom eingebettet ist, dann wird vermöge des heranwehenden Stromes auf der Südseite der Luftdruck — sagen wir beispielsweise um 1 mm — steigen. Umgekehrt wird er fallen um diesen Betrag auf der Nordseite vermöge des Saugens der abströmenden Luft, das hier eintritt.

Wir werden also dort, wo wir ohne die Alpenkette den Luftdruck 759 hätten, nun, bei Vorhandensein derselben, auf der Südseite einen um etwa 1 mm höheren Druck, d. h. 760 mm beobachten, auf der Nordseite wird umgekehrt der Luftdruck um 1 mm niedriger sein, d. h. nur 758 mm betragen. Ebenso werden wir dort, wo ohne die Alpenkette 760 mm beobachtet würde, 761 mm auf der Luvseite und 759 mm auf der Leeseite beobachten. Ebenso würde längs der punktierten Isobare 761 mm ein plötzlicher Sprung von 762 auf 760 mm beim Überschreiten der Alpenkette vorhanden sein.

Der Luftdruck 760 mm würde also, je näher wir der Alpenkette kämen, um so mehr nach rechts rücken auf der Nordseite, um so mehr nach links rücken auf der Südseite der Alpen. Ziehen wir also eine Linie, welche alle Punkte verbindet, die nun tatsächlich bei Vorhandensein der Alpenkette den Luftdruck 760 mm besitzen, so erhalten wir die ausgezogene Isobare von 760 mm, welche jenen von E gegen W gerichteten Keil hohen Druckes auf der Südseite der Alpen zeigt.

Gegen diese Auffassung ist vor allem einzuwenden, daß nach der barometrischen Höhenformel, wenn die Temperatur auf der Nord- und Südseite der Alpen die gleiche wäre, dann auch in der Höhe des Alpenkammes das Gefälle beinahe dasselbe sein muß, wie wir es unten beobachten. Das Gefälle des Druckes ist oben in dem Verhältnis der Drucke oben und unten $\frac{p}{p_0}$ gegen jenes in der Niederung zu verkleinern. Da aber in demselben Verhältnisse ungefähr auch die Dichte kleiner wird, bleibt doch der Gradient in der Höhe derselbe. Es ist nun recht zweifelhaft, ob überhaupt über dem Alpenkamm, also in der freien Atmosphäre, ein so starkes Gefälle möglich ist.

Diese Annahme ist offenbar mit der Annahme einer Stauung unzertrennlich verbunden, und es wird hierdurch recht zweifelhaft, ob in einer kompressiblen

Digitized by Google

Flüssigkeit, wie es die Luft ist, eine Stauung, wie in einem Wasserstrome überhaupt möglich ist.

Auch Felix Exner hat sich in früheren Arbeiten zu dieser Auffassung bekannt. Für ihn sind alle Keile hohen Druckes, wie sie sich oft an einem Gebirgsrande vorfinden, eine Stauungserscheinung.

Neuerdings hat nun Heinz v. Ficker[1]) gezeigt, daß wenigstens bei den so oft auftretenden Keilen von W her dies nicht der Fall ist; daß dieselben vielmehr lediglich ein Temperatureffekt sind. Er ist auch der Anschauung[2]), daß dies bei den Keilen von E her, wie sie für Föhn charakteristisch sind, der Fall ist.

Es ist nun klar, daß genau derselbe Effekt, wie ihn Fig. 2 zur Anschauung bringt, auch dadurch hervorgerufen sein kann, daß infolge des Vorhandenseins der Alpenkette die Mitteltemperatur der Luft auf der Südseite herabgesetzt, auf der Nordseite der Alpen dagegen höher wird. Es kann dann in der Höhe der Verlauf der Isobaren ein ungestörter sein, d. h. durch die punktierten Isobaren dargestellt werden; trotzdem kann in der Niederung vermöge der niederen Temperatur auf der Südseite hier ein Keil relativ hohen Druckes zur Beobachtung gelangen.

Die von Ficker geäußerte Ansicht war die Veranlassung, für die Föhnperiode vom 26. September bis 24. Oktober zu untersuchen, welches Gefälle von S nach N in der Niederung tatsächlich beobachtet wurde und unter welchen Annahmen dasselbe allein durch Temperaturunterschiede erklärt werden könne.

Eine eingehendere Untersuchung der östlichen Keile fehlt leider, um so erwünschter war eine ungefähre Orientierung über die Größenverhältnisse, die hier eine Rolle spielen.

Um zunächst über das durch die Alpenkette in der Niederung hervorgebrachte Druckgefälle unterrichtet zu sein, wurde für die auf der Nordseite der Alpen gelegenen Stationen Zürich, Genf, Feldkirch, Innsbruck, Zell am See, Salzburg und Ischl und ebenso für die südlich davon gelegenen Stationen Turin, Lugano, Riva, Levico, Klagenfurt, Laibach und Görz den täglichen Wetterkarten der auf das Meeresniveau reduzierte Luftdruck an den 18 erwähnten Föhntagen entnommen.

Die folgende Tabelle enthält diese Daten, sie zeigt auch, wie zu erwarten, daß bei Föhn der Luftdruck auf der Südseite der Alpen höher als auf der Nordseite der Alpen ist. Bildet man Mittelwerte, so zeigt es sich, daß im Durchschnitt dieser Druckgegensatz 2.8 mm beträgt, aber er steigt bis auf 6 mm am 15. Oktober.

Die geographische Länge der Stationen auf der Nordseite schwankt von 6° 10′ von Greenwich (Genf) bis 13° 37′ (Ischl), sie ist im Mittel 10° 44′; auf der Südseite schwankt sie von 7° 42′ (Turin) bis 14° 31′ (Laibach) und beträgt im Mittel 11° 37′. Der Längenunterschied ist also im Mittel gering.

Die Breite ist bei den nördlichen Stationen im Durchschnitt 47° 16′, bei den südlichen Stationen 45° 56′; der Unterschied ist also 1° 20′. Es ist hiernach leicht, die Druckdifferenz auf einen geographischen Grad zu reduzieren. Unter „Gradient“ sind diese Daten in der folgenden Tabelle I angegeben worden.

Wir erhalten dadurch eine Übersicht über den tatsächlich in der Niederung vorhandenen, hier gewiß nicht zur Wirksamkeit kommenden Gradienten von S nach N. Er ist im Mittel 1.9 mm und ist in der Tat für jene Tage, an welchen der Föhn am stärksten ging, am größten. Am 9. Oktober betrug er 2.9 mm, am 15. und 16. Oktober bzw. 4.0 und 3.1 mm.

---

[1]) Der Transport kalter Luftmassen über die Zentralalpen. Denkschriften der Wiener Akademie 80, 131.

[2]) Nach einer mündlichen Äußerung.

Digitized by Google

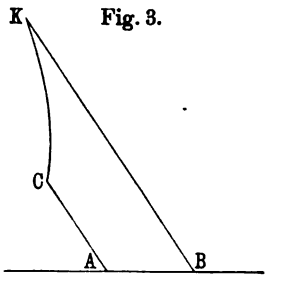
Tabelle I. Luftdruckverteilung auf der Nord- und Südseite der Alpen.

Ort	26. Sept.	27. Sept.	28. Sept.	29. Sept.	30. Sept.	1. Okt.	3. Okt.	7. Okt.	8. Okt.
Zürich . . .	761.4	758.7	757.5	758.0	760.2	758.7	756.7	760.6	756.5
Genf	61.2	58.1	56.1	58.7	59.0	59.4	55.6	61.3	55.7
Feldkirch . .	65.6	58.1	57.1	57.5	60.1	55.6	56.4	59.5	56.0
Innsbruck . .	64.1	61.3	61.2	60.0	61.9	57.4	59.5	61.6	58.4
Zell am See .	63.5	62.8	62.6	60.5	62.3	58.9	60.1	60.4	60.4
Salzburg . .	60.3	59.0	58.3	58.1	59.5	56.3	57.9	57.5	58.3
Ischl	61.3	59.1	59.5	57.5	60.2	55.5	57.8	59.1	57.8
Turin	63.8	61.3	59.3	56.6	62.2	58.9	55.6	—	59.4
Lugano . . .	63.9	61.6	60.3	60.2	61.7	59.2	58.4	61.3	59.8
Riva	64.6	62.0	61.4	61.8	62.4	59.7	59.8	60.7	61.0
Levico . . .	65.6	63.8	63.2	63.4	63.7	61.3	61.6	61.7	61.9
Klagenfurt .	63.8	61.2	60.4	59.8	60.4	59.3	58.5	58.0	59.5
Laibach . . .	—	63.7	62.8	62.5	62.8	61.0	60.5	61.7	61.7
Görz	64.8	62.1	62.0	61.6	61.7	61.0	59.9	60.5	61.0
Mittelwerte:									
Südseite . .	64.3	62.2	61.6	60.8	62.1	60.1	59.2	60.6	60.7
Nordseite . .	62.5	59.6	58.9	58.6	60.5	57.4	57.7	60.0	57.6
Gradient . .	1.2	1.9	1.8	1.5	1.1	1.8	1.0	0.4	2.1

Ort	9. Okt.	13. Okt.	14. Okt.	15. Okt.	16. Okt.	18. Okt.	19. Okt.	20. Okt.	24. Okt.
Zürich . . .	756.9	764.6	757.7	753.3	754.3	758.8	764.1	765.1	760.3
Genf	56.0	64.0	57.5	52.1	53.2	58.8	63.9	65.5	60.7
Feldkirch . .	56.8	64.1	58.3	52.1	53.3	57.8	61.8	63.2	59.4
Innsbruck . .	57.8	67.3	60.3	55.3	55.2	56.2	64.5	65.3	61.9
Zell am See .	61.1	68.7	62.7	56.5	56.8	57.2	64.8	65.8	64.0
Salzburg . .	57.7	65.2	58.3	52.6	55.1	57.4	63.0	63.8	59.8
Ischl	58.6	63.6	60.0	54.3	56.1	56.8	62.8	64.2	60.0
Turin	60.2	67.6	60.2	57.3	57.9	59.3	66.7	69.0	61.1
Lugano . . .	61.2	67.7	61.0	58.4	58.9	59.6	66.6	68.8	62.0
Riva	62.6	68.9	62.8	60.2	60.0	59.1	66.4	68.5	63.8
Levico . . .	62.7	70.6	65.1	61.5	61.5	58.9	67.8	69.5	65.6
Klagenfurt .	61.5	67.9	62,6	58.6	58.8	57.4	64.6	68.3	62.8
Laibach . . .	64.1	69.4	64.8	61.4	60.2	59.8	66.9	68.8	64.9
Görz	63.4	66.9	64.2	60.8	59.5	58.3	65.3	67.1	64.4
Mittelwerte:									
Südseite . .	62.2	68.4	62.9	59.7	59.5	59.0	66.3	68.6	63.5
Nordseite . .	57.8	65.4	59.3	53.7	54.9	57.6	63.6	64.7	60.9
Gradient . .	2.9	2.0	2.4	4.0	3.1	0.9	1.8	2.6	1.7

Es waren dies durchaus Tage, an denen auch keine Föhnpause beobachtet wurde. Hierzu gehört augenscheinlich, daß der Gradient gegen N hin etwa 3 mm erreiche. Wie groß müssen nun die Temperaturgegensätze zwischen S und N sein, um Luftdruckunterschiede von im Mittel 2.8 mm, im extremen Falle von 6 mm hervorzubringen?

Fig. 3.



Daß bei Föhn auf der Nordseite die Mitteltemperatur prinzipiell höher ist als auf der Südseite, lehrt ein Blick auf Fig. 3.

Luft, die zu Föhn Veranlassung gibt, muß auf der Luvseite Kondensation erleiden, d. h. Luft, die vom Punkte A aufsteigt und sich bis zum Punkte C mit 1° pro 100 m abkühlt, muß hier gesättigt sein, also in C ihre Kondensationshöhe erreichen.

Ist sie nun gezwungen, bis zur Kammhöhe K emporzusteigen, dann kühlt sie sich längs der Strecke CK langsamer als 1° pro 100 m ab. Steigt sie aber von K zur Erdoberfläche nach B herab, so erwärmt sie sich um 1° pro 100 m. Wenn wir also in Fig. 3 die Abszisse als Temperatur, die Ordinate als Höhe auffassen, zeigt sie uns, daß prinzipiell längs der Strecke ACK, d. h. beim Aufsteigen, die Temperatur niedriger ist als längs der Strecke KB, d. h. beim Absteigen.

Digitized by Google

Die Mitteltemperatur auf der letzteren ist ohne weiteres zu berechnen, sie ist gleich dem Mittel aus der Temperatur unten in B und auf der Kammhöhe K; die Mitteltemperatur längs der Linie ACK hängt nicht nur ab von der Kammhöhe K, sondern auch von der Kondensationshöhe C. Mit diesen beiden Punkten ist sie aber gegeben.

Wir fragen uns nun, welche Annahme müssen wir über die Kammhöhe und die Kondensationshöhe machen, damit der Temperaturunterschied zwischen der Nord- und Südseite so groß werde, um die beobachteten Druckunterschiede in der Niederung zu erklären?

Damit wir aber über die Kammhöhe eine Annahme machen, welche von der Wirklichkeit nicht allzusehr abweiche, wollen wir zunächst die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse in den Föhnperioden vom 7. bis 10. Oktober und vom 13. bis 16. Oktober betrachten, welche die heftigen Föhntage am 9., 15. und 16. Oktober umschließen (Tabelle II).

Tabelle II. Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse vom 7. bis 10. und vom 13. bis 16. Oktober 1907.

Datum	2^a	4^a	6^a	8^a	10^a	Mittag	2^p	4^p	6^p	8^p	10^p	Mittern
					Temperatur:							
7. Oktober	(8.5	8.0	6.5	8.0	10.8)	15.0	19.5	18.3	17.1	16.7	12.5	(10.9)
8. „	(10.0	11.8	8.9	9.9)	17.3	18.1	18.5	18.8	18.1	18.0	18.0	17.9
9. „	18.0	17.2	17.3	19.0	20.2	21.6	22.1	20.7	19.5	18.7	18.2	18.1
10. „	17.8	17.5	17.0	16.1	13.8	(12.1	14.0	15.2	13.2	11.1	11.0	9.2)
13. „	(6.0	6.0	5.7	7.0)	13.7	17.8	22.4	21.1	19.8	18.8	13.4	(10.1)
14. „	(9.0	8.5	7.3	9.0)	19.1	20.0	19.3	19.0	18.1	17.2	16.8	16.2
15. „	16.7	15.1	15.6	16.0	17.5	18.9	19.0	18.7	17.0	16.0	15.9	(12.4)
16. „	(10.6	9.3)	15.0	15.2	17.1	18.4	19.7	17.2	16.7	17.2	18.8	18.7
					Relative Feuchtigkeit:							
7. „	(90	90	92	90	79)	67	45	38	38	40	51	(73)
8. „	(80	82	85	87)	56	44	44	42	42	43	44	44
9. „	44	45	44	42	38	36	35	35	33	36	40	42
10. „	41	43	45	41	57	(80	73	64	71	81	86	87)
13. „	(87	88	87	85)	63	43	33	19	22	25	35	(53)
14. „	(59	66	67	77)	41	33	36	37	41	43	43	43
15. „	43	47	44	44	43	41	41	39	41	48	47	(57)
16. „	(70	72)	39	36	36	35	34	39	49	53	47	44

Die eingeklammerten Zahlen deuten an, daß um die betreffende Zeit eine Föhnpause herrschte, oder daß der Föhn bereits erloschen war.

Am 7. Oktober bricht der Föhn etwa um 11^a los; von Mitternacht den 7. bis um etwa 9^a am 8. Oktober ist wieder eine Föhnpause. Von 10^a am 8., den ganzen 9. und am 10. Oktober bis etwa 11^a währt der Föhn unterbrechungslos.

In der Periode vom 13. bis 16. Oktober beginnt er etwa um 10^a am 13.; von Mitternacht am 13. auf den 14. Oktober bis etwa um 9^a währt eine Föhnpause, dann herrscht wieder Föhn vom 14. um 10^a bis zum 16. nach Mitternacht bis auf eine kleine Föhnpause von Mitternacht bis 4^a am 16. Oktober.

Im allgemeinen Durchschnitt kann man sagen, daß zur Zeit starken Föhnwindes die Temperatur etwa 18^0 und die relative Feuchtigkeit ungefähr 40 Proz. war.

Die höchste Temperatur war 22.4^0 um 2^p am 13. uud die größte Trockenheit war, wenn die Angabe des Hygrographen verläßlich ist, 19 Proz. um 4^p am 13. Es ist aber zu beachten, daß durch die Zeitmarke die Angaben des Hygrographen unmittelbar nach 2^h vielleicht zu tiefe geworden sind. Vielleicht wäre 25 Proz. die

Digitized by Google

richtigere Angabe. Zu dieser abnorm hohen Trockenheit gehörte eine Temperatur von 21.1°.

Da der Temperatur von 18° ein Dampfdruck der Sättigung von 15.3 mm entspricht, betrug bei 40 Proz. relativer Feuchtigkeit der Dampfdruck nur 6.1 mm.

Wenn nun ein Luftquantum, welches in Innsbruck einen Dampfdruck von 6.1 mm hat, aus der Höhe stammt, dann hatte es in 2300 m bei einem Luftdrucke, der nur 0.78 von jenem in Innsbruck ist, den Dampfdruck $6.1 \cdot 0.78 = 4.8$ mm. Bei einem Dampfdrucke 4.8 mm ist aber ein Luftquantum gesättigt, wenn seine Temperatur 1° C beträgt.

Ein Luftquantum, das in Innsbruck den Dampfdruck 6.1 mm hat, ist also 1700 m über Innsbruck, d. h. in einer Höhe von 2300 m gesättigt, denn beim Absteigen bis Innsbruck erwärmt es sich ja von 1° auf 18°.

Im Durchschnitte gelangt also der Föhn in Innsbruck aus einer Höhe von 2300 m.

Als wahrscheinlichste Werte der Kammhöhe werden wir also einen Wert zwischen 2000 und 2500 m einzuführen haben. Wir wollen deshalb für diese beiden Höhen die Rechnung ausführen.

Nun ist nach der barometrischen Höhenformel der Druck p in der Höhe H gegeben durch die Formel:

$$\log \text{nat } p = \log \text{nat } p_0 - \frac{H}{R T_m},$$

worin p_0 der Druck im Meeresniveau, R die Gaskonstante und T_m die Mitteltemperatur der Luftsäule von H Meter Höhe bedeutet.

Wenn nun auch in der Höhe H des Kammes der Druck p auf der Nord- und Südseite der Alpen der gleiche ist, dagegen die Mitteltemperaturen T_m auf beiden Seiten sich um ΔT_m unterscheiden, dann ist auch, allein wegen dieses Umstandes der Druck im Meeresniveau nicht mehr derselbe, er unterscheidet sich vielmehr auf der Nord- und Südseite um Δp_0. Wir haben aber:

$$\Delta p_0 = -\frac{H p_0}{R T_m^2} \Delta T_m.$$

Wenn wir nun für H den Wert 2000 m oder 2500 m einsetzen, und entsprechend $T_m = 287$ oder 284.5 annehmen ($R = 29.27$, $p_0 = 760$ mm), wird der Faktor $\frac{H p_0}{R T_m^2}$

$$= -\frac{\Delta p_0}{\Delta T_m} = 0.63 \text{ oder } 0.80.$$

Nun ist Δp_0 nach den Beobachtungen im Durchschnitt 2.8 mm, also wird, je nachdem, welche Annahme wir über H machen:

$$-\Delta T = 4.3 \text{ oder } 3.5° \text{ C}.$$

Wir brauchen also nur anzunehmen, daß die Mitteltemperatur der Luftsäule auf der Nordseite der Alpen um 3 bis 4° zu warm ist, um die beobachteten Druckunterschiede in der Niederung zu erklären.

Im extremsten Falle am 15. Oktober ist der Druckunterschied zwischen Süd- und Nordseite 6 mm. Es ist aber wohl zu beachten, daß an diesem Tage auch die normalen Isobaren über den Alpen eine ziemlich geneigte Lage haben, also von SSW gegen NNE, ja beinahe von SW gegen NE verlaufen. Dann kommt aber ein gutes Teil des Druckunterschiedes zwischen S und N auf die allgemeine Situation, so daß man jenen Druckunterschied Δp_0 zwischen S und N, der allein durch die störende Wirkung der Alpen hervorgebracht worden ist, auf höch-

Digitized by Google

stens 4 mm veranschlagen kann. Nehmen wir $H = 2500$ m an, so entspricht einem $\Delta p_0 = 4$ mm ein Unterschied $-\Delta T_m = 5^0$ C.

Es wird somit dieser Unterschied 3^0, 4^0, höchstens 5^0 betragen. Wir wollen nun unter diesen drei verschiedenen Annahmen über ΔT_m jene Kammhöhe H berechnen, die aus einer bestimmten Annahme über die Kondensationshöhe h folgt.

Was nun diese Größe anbelangt, so ist erstlich tatsächlich die Höhe h eine wechselnde, dann aber können wir auch kaum für diese Größe einen bestimmten Wert annehmen.

Daß die Kondensation unter Umständen in sehr niedriger Höhe erfolgt, davon geben die gewaltigen Niederschläge Zeugnis, welche in der Föhnperiode vom 13. bis 20. Oktober auf der Südseite der Alpen vorkamen und hier zu gewaltigen Überschwemmungen Veranlassung gaben.

Nach den Wetterkarten waren dieselben in Millimetern die folgenden:

Ort	14. Oktober	15. Oktober	16. Oktober	17. Oktober	18. Oktober	19. Oktober
Turin	2	11	16	—	—	—
Lugano	—	49	35	9	—	3
Riva	9	10	20	11	—	—
Levico	29	14	38	88	1	3
Klagenfurt	7	3	5	47	7	4
Laibach	14	3	2	68	12	6
Görz	21	6	1	65	2	—

Wir wollen nun für die drei Annahmen über ΔT_m die Kammhöhe H berechnen, die einer bestimmten Kondensationshöhe ($h = 600$ m, 800 m, 1000 m, 1200 m, 1400 m und 1600 m) entspricht.

Wir erhalten dann in runden Zahlen:

$-\Delta T_m = 3^0$;	$h =$ 600	800	1000	1200	1400	1600 m
	$H =$ 1450	1600	1750	1950	2100	2300 m
$-\Delta T_m = 4^0$;	$h =$ 600	800	1000	1200	1400	1600 m
	$H =$ 1800	1950	2100	2250	2400	2600 m
$-\Delta T_m = 5^0$;	$h =$ 600	800	1000	1200	1400	1600 m
	$H =$ 2150	2300	2400	2550	2700	2900 m

Wir erhalten somit für eine Kammhöhe von 2000 bis 2500 m unter allen Umständen, welche Annahme wir auch über ΔT_m bzw. über Δp_0 machen wollen, durchaus plausible Werte für die Kondensationshöhe h.

Bei sehr starkem Föhn mag dieselbe sehr wohl bis zu 600 oder 800 m herunterrücken, zwischen 800 und 1200 m hat diese Annahme gewiß nichts Befremdendes, ja wir sehen, daß sie unter Umständen sogar höher als 1200 m liegen kann und daß trotzdem der Temperaturgegensatz zwischen Nord- und Südseite der Alpen so groß sein kann, um die beobachteten Druckunterschiede am Meeresniveau zu erklären. Übrigens sind die Unterschiede zwischen Kammhöhe und Kondensationshöhe nicht allzu große. In der ersten Gruppe schwanken sie nur von 700 bis 850 m, so daß man sagen kann, daß ein Unterschied in der Mitteltemperatur von 3^0 C seine Erklärung findet, wenn nur die Kondensation um etwa 700 m unterhalb der Kammhöhe beginnt. Für einen Temperaturunterschied von 4^0 C ergibt sich, daß die Kondensation etwa 1100 m unter der Kammhöhe beginnen muß, und für 5^0 C findet man für diesen Wert etwa 1500 m.

Das sind nun durchaus sehr plausible Werte.

Ja, wir können geradezu schließen: Bei Nordföhn muß auf der Südseite der Alpen Kondensation eintreten, und wenn wir annehmen, daß die Kondensation rund

Digitized by Google

1000 m unter der Kammhöhe beginne, dann sind Unterschiede in der Mitteltemperatur auf der Nord- und Südseite der Alpen von 3 bis 5° geradezu eine Notwendigkeit, dann aber muß unter allen Umständen, auch wenn über dem Alpenkamme keine Druckunterschiede vorhanden sind, also eine eventuelle Stauung ganz in den Hintergrund tritt, im Meeresniveau ein Druckgegensatz von der beobachteten Größe vorhanden sein.

Ja wir können weiter schließen, eine Stauungserscheinung muß sogar in den Hintergrund treten, sonst müßten die Druckdifferenzen auf der Süd- und Nordseite der Alpen größer sein, es steht also die Annahme einer solchen in Betracht kommenden Stauungserscheinung geradezu in Widerspruch mit den Beobachtungen.

Wir sind hiernach genötigt, auch die östlichen Keile hohen Luftdruckes, wie sie für Föhn charakteristisch sind, lediglich als Temperatureffekt anzusehen.

Die Temperaturmessungen an den betrachteten Stationen wurden absichtlich nicht herbeigezogen. Dieselben erscheinen erstlich durch lokale Einflüsse stark beeinträchtigt, dann hat es überhaupt etwas Mißliches, bei Föhn eine Reduktion der Temperaturen auf dasselbe Niveau vorzunehmen. Es schien daher besser, direkt von dem Föhnprinzip auszugehen, das von den absoluten Werten der Temperatur ganz unabhängig ist.

Über den Ionengehalt der Atmosphäre.

Dritte Mitteilung.

Von A. Gockel in Freiburg (Schweiz).

Apparate und Beobachtungsmethode. Der Ebertsche Aspirationsapparat, dessen ich mich bei meinen früheren[1]) Bestimmungen der Ionisation der Atmosphäre bediente, besitzt den großen Vorzug der Handlichkeit und leichten Transportierbarkeit; doch sind Messungen mit demselben deshalb sehr zeitraubend, weil die Feder des Uhrwerkes nach je 100 Sekunden wieder frisch aufgezogen werden muß, der Beobachter also gezwungen ist, während der ganzen Dauer der Messung, die für beide Ionenarten zusammen ungefähr 45 Minuten, für jede Beweglichkeitsbestimmung außerdem ebensoviel beträgt, in der unmittelbaren Nähe des Apparates zu bleiben.

Ich ließ mir daher durch die Firma Günther u. Tegetmeyer in Braunschweig einen größeren Apparat bauen, dessen Dimensionen ungefähr die von Gerdien[2]) angegebenen sind, dessen Aspirator aber nicht durch eine Feder, sondern durch ein fallendes Gewicht in Bewegung gesetzt wird. Die pro Sekunde eingesaugte Luftmenge beträgt etwa 7 Liter. Die Vollendung einer Umdrehung der Rolle, auf welche die das Gewicht tragende Schnur aufgewunden ist, zeigt sich durch ein Glockenzeichen an. Bei jeder Umdrehung, die etwa 44 Sekunden beansprucht, werden also 308 Liter Luft eingesaugt. Die Länge der Schnur wurde so bemessen, daß ich erst nach 17 Umdrehungen das Gewicht wieder aufziehen mußte.

Da die Zeit, welche die von mir gewöhnlich benutzten 15 Umdrehungen erfordern, genau bekannt war, sie differiert von Tag zu Tag nur um wenige Sekunden,

[1]) A. Gockel, diese Zeitschrift 1906, S. 53 und 338.
[2]) H. Gerdien, Phys. Zeitschr. 4, 632 (1903).

Digitized by Google

so konnte ich mich nach der ersten Ablesung für 10 Minuten vom Apparat entfernen oder mich wenigstens ruhig einer anderen Arbeit hingeben; wenn es nötig war, erinnerte eine kleine Weckeruhr, deren Weckervorrichtung mit dem Minutenzeiger in Verbindung gebracht war, an die Vollendung der Messung. Eine Schiebevorrichtung ermöglicht, ebenso wie bei dem Ebertschen und Gerdienschen Apparat, den Luftstrom im Kondensator beim ersten Glockenzeichen ein-, beim letzten auszuschalten. Der Apparat wurde in einem durch ein Dach und Holzgitter gegen den Einfluß des Erdfeldes geschützten geräumigen Gartenhause aufgestellt.

Unipolarität der atmosphärischen Leitfähigkeit. In einem auf der Stuttgarter Naturforscherversammlung 1906 gehaltenen Vortrage hat A. Kurz[1]) das fast von allen Beobachtern gefundene Überwiegen der positiven Ionen in der Atmosphäre durch die Annahme zu erklären gesucht, daß sich bei negativer Ladung des inneren Kondensators der Aspirationsapparate oder des Zerstreuungskörpers des Elster- und Geitelschen Apparates auf diesen Zerfallsprodukte radioaktiver Emanationen niederschlagen, welche den Ionengehalt der Umgebung vermehren. Es ist schon von anderer Seite darauf hingewiesen worden, daß hierdurch eine scheinbare Unipolarität nur beim Elster- und Geitelschen Zerstreuungsapparat, aber nicht beim Aspirationsapparat hervorgerufen werden kann, weil sich ja bei diesem der radioaktive Niederschlag auch bei positiver Ladung des Innenzylinders, dann allerdings auf der inneren Fläche des Außenzylinders einstellen muß. Es könnte also schlimmstenfalles der geringe Unterschied in der Dichte der Belegung auf den beiden Zylinderflächen in Betracht kommen. Um zu prüfen, ob tatsächlich eine Erhöhung durch den radioaktiven Niederschlag im Laufe einer Beobachtung eintritt, habe ich ähnlich, wie dieses mittlerweile auch K. W. H. Kohlrausch[2]) getan hat, die Zerstreuung der Elektrizität bei geschlossenem Kondensator bestimmt. Ich ließ sodann, während der Innenzylinder des Kondensators negativ geladen war, eine halbe Stunde lang Luft durch den Kondensator saugen, und bestimmte dann von neuem den Elektrizitätsverlust bei geschlossenem Kondensator. Hätte sich in demselben eine meßbare Menge eines aktiven Niederschlages gebildet, so hätte jetzt der Elektrizitätsverlust größer sein müssen als vor Durchgang des Luftstromes. Ich konnte aber einen Unterschied niemals nachweisen. Damit ist bewiesen, daß, wenn der Apparat ein Überwiegen der einen oder anderen Ionenart anzeigt, diese ungleiche Verteilung der beiden Ionenarten tatsächlich in der den Apparat umgebenden Luft vorhanden ist. Daß die beiden Ionenarten fast stets in ungleicher Zahl vorhanden sind — meist überwiegen die positiven — und daß der Wechsel im Verhältnis Q der Zahl der positiven zu der der negativen Ionen auch die Änderung des Potentialgefälles bedingt, scheint mir gegenüber der Einwendung Gerdiens[3]) durch meine eigenen früheren Arbeiten als auch durch die Untersuchungen Eberts[4]) und seiner Schüler bewiesen. Rutherford[5]) glaubt diese Unipolarität der Ionenführung durch die von Miß Brookes beobachtete Tatsache erklären zu können, daß Staubpartikelchen und Wassertröpfchen sich in emanationshaltiger Luft positiv laden. Aber schon die geringe Beweglichkeit solcher Molionen, die ja von den gebräuchlichen Aspirationsapparaten gar nicht abgefangen werden, scheint mir einer solchen Erklärung entgegen zu stehen. Ebenso läßt sich der Umstand, daß nach meinen Be-

[1]) Phys. Zeitschr. 7, 771 (1906) und Dissertation. Gießen 1907.
[2]) Phys. Zeitschr. 8, 656 (1907).
[3]) H. Gerdien, ebenda 6, 647 (1905).
[4]) H. Ebert, ebenda 6, 825 u. 828 (1905). — A. Daunderer, ebenda 8, 281 (1907).
[5]) Radioaktivität, deutsche Ausgabe, S. 521.

Digitized by Google

obachtungen gerade in der reinen Föhnluft das Überwiegen positiver Ionen am ausgeprägtesten ist, nicht mit der Rutherfordschen Erklärung in Einklang bringen. Auch die von Sarasin, Tommasina und Micheli[1]) beobachtete unipolare Zerstreuung, welche ein mit aktivem Niederschlag bedeckter Draht in dem geschlossenen Gefäß hervorbringt, steht, wie die neuen Arbeiten dieser Forscher zeigen, im Gegensatz zu der Ansicht Rutherfords in keinem näheren Zusammenhang mit dem in der freien Luft beobachteten Überwiegen der einen oder der anderen Ionenart. Doch bedürfen die erwähnten Erscheinungen ebenso wie ähnliche Beobachtungen v. Surys[2]) noch weiterer Aufklärung.

Kurz[3]) und Schering[4]) haben ferner gezeigt, daß, so lange freier (d. h. kein gesättigter) Strom vorhanden ist, positive und negative Ladungen mit derselben Geschwindigkeit zerstreut werden. Es müssen demnach die Ionenzahlen umgekehrt proportional den Ionenbeweglichkeiten sein; da nun im allgemeinen die Beweglichkeit der negativen Ionen größer ist als die der positiven, so muß umgekehrt die Zahl der letzteren überwiegen. In geschlossenen Gefäßen, in denen man mit Sättigungsstrom arbeitet, in denen also die Entladungsgeschwindigkeit proportional der Zahl der vorhandenen Ionen ist, wird demnach eine raschere Zerstreuung negativer Ladungen stattfinden, eine Folgerung, die ich durch eigene Versuche bestätigt fand.

Was die Leitfähigkeit der Atmosphäre betrifft, so haben Versuche, die ich mit einem Wulfschen Elektrometer und einem 38 cm langen und 0.5 cm starken Draht als Zerstreuungskörper anstellte, die Resultate von Kurz und Schering bestätigt. Ein direkter Beweis dafür, daß die Ionenzahlen den Ionenbeweglichkeiten umgekehrt proportional sind, durch Messungen dieser beiden Größen, ist im Freien schwer zu erbringen, da während der 1 bis 2 Stunden, welche die Messung für die beiden Ionenarten erfordert, erhebliche Änderungen in der Ionenführung der freien Luft eintreten können; immerhin zeigt sich wenigstens in der Mehrzahl der Fälle, daß dem größeren Gehalt an Ionen einer Art die geringere Beweglichkeit und umgekehrt entspricht.

Daß in der Nähe von Bergspitzen Q (Verhältnis der Zahl der positiven zu der der negativen Ionen) sehr hohe Werte erreichen kann, ist bekannt. Wie aber schon Elster konstatierte, und wie ich auf dem Brienzer Rothorn fand, hängt der Grad der Unipolarität stark von der Konfiguration des Beobachtungsplatzes ab; begibt man sich an gegen die Wirkung des Erdfeldes etwas geschützte Orte, so nimmt Q ab, ohne jedoch vollständig auf den normalen Wert zu sinken. In Luftmassen, die längere Zeit dem Einfluß des Erdfeldes entzogen sind, würde sich, wie dieses Beobachtungen lehren, also sehr bald der normale Zustand der Ionenführung herstellen.

Beweglichkeit der Ionen. Für die Bestimmung der Beweglichkeit bediente ich mich im allgemeinen der Methode von Mache, seltener des Gerdienschen Kondensators, der sich aber mit meinem Aspirationsapparat ebenfalls bequem verbinden läßt. An den inneren Zylinder des 5 cm weiten Macheschen Vorschaltkondensators wurde eine elektromotorische Kraft von 40 Volt angelegt. Die von Krüger konstruierte Batterie erwies sich für diesen Zweck als sehr praktisch. Die gefundenen Beweglichkeiten variieren, wenn man von einigen sehr vereinzelten und vielleicht fehlerhaften niederen Werten absieht, zwischen 0.60 und 1.50 cm/sec. Der mittlere

[1]) Phys. Zeitschr. 6, 709, 1905; s. a. Compt. rend. 145, 482 (1907).
[2]) Radioaktivität schweizerischer Mineralquellen. Dissertation, Freiburg (Schweiz) 1906, S. 33.
[3]) L. c., Dissertation, S. 35.
[4]) Ann. d. Phys. 20, 174 (1906).

Digitized by Google

Wert ist für v_+ 1.03 und v_- 1.16, das Verhältnis der beiden Beweglichkeiten = 1.13. Für jede Ionenart liegen etwa 100 Beweglichkeitsbestimmungen vor. Die Herren Mache und v. Schweidler[1]) fanden im Sommer am Attersee (Oberösterreich) im Mittel aus je acht Beobachtungen für dasselbe Verhältnis 1.23. Die von mir gefundenen Zahlen fallen ziemlich nahe zusammen mit dem Mittel der von verschiedenen anderen Beobachtern erhaltenen[2]). Daß die von den einzelnen Beobachtern gefundenen Mittelwerte verhältnismäßig stark voneinander abweichen, dürfte wohl zum großen Teil auf die Schwierigkeiten zurückzuführen sein, die es bietet, die sekundliche Fördermenge der Apparate genau zu bestimmen.

Wie zu erwarten, nimmt im allgemeinen die Beweglichkeit der Ionen mit zunehmender relativer Feuchtigkeit ab. Im einzelnen aber erleidet diese Regel zahlreiche Ausnahmen; so fand ich oft bei regnerischem Wetter ziemlich hohe Ionenbeweglichkeiten. Weil aber bei solchem Wetter die Bestimmungen wegen mangelhafter Isolation der Apparate oft zweifelhaft werden, möchte ich auf diese Ausnahmen vorläufig keinen großen Wert legen. Für negative Ionen erscheint, wie auch zu erwarten war, die Abhängigkeit von der relativen Feuchtigkeit am stärksten ausgeprägt.

Abhängigkeit der Beweglichkeit von der relativen Feuchtigkeit.

Rel. Feuchtigkeit . .	31—40	41—50	51—60	61—70	71—80	81—90	91—100 Proz.
v_-	1.33	1.28	1.05	1.06	1.06	0.95	1.02
v_+	1.22	0.99	1.07	0.93	0.92	0.90	0.98

Inwieweit sich auch ein Einfluß des Dampfdruckes auf die Ionenbeweglichkeiten fühlbar macht, ist, weil in dem diesjährigen kühlen Sommer Beobachtungen bei hohen Dampfdrucken fast gänzlich fehlen, schwer zu entscheiden. Hervorgehoben muß aber werden, daß bei den niederen Dampfdrucken des Winters und der ziemlich hohen relativen Feuchtigkeit hohe Beweglichkeiten gemessen wurden.

Wie Phillips zeigte, ändert sich die Ionenbeweglichkeit in geschlossenen Gefäßen nur wenig mit der Temperatur. Die Steigerung beträgt für 1° C 0.005 cm/sec. In der freien Atmosphäre wird dieser geringe Temperatureinfluß hinter dem der Feuchtigkeit vollständig zurückbleiben.

Der mittlere Barometerstand hier, auf den sich die angegebenen Zahlen für die Beweglichkeit beziehen, ist 708 mm.

Bei Föhnwind wächst die Beweglichkeit stets; von dieser Wetterlage aber abgesehen ist ein Einfluß der Luftklarheit nicht zu erkennen.

Ionisation bei Gewittern. v. Schweidler[3]) hat die interessante Beobachtung gemacht, daß an Gewittertagen die Zerstreuung am Vormittag auffallend hohen Wert annimmt. Ich konnte diese Beobachtung bezüglich der Ionisation häufig, aber durchaus nicht an allen Gewittertagen, bestätigen. Dasselbe gilt für eine ähnliche, früher auch schon von Czermak gemachte Beobachtung, daß dem Gewitter hohe Ionisation der Atmosphäre unmittelbar vorangeht. Die von v. Schweidler bemerkte Analogie der heftigen Regengüsse ohne elektrische Entladung mit Gewitterregen fand ich dagegen bestätigt.

Während eines Regens sind Ionisationsbestimmungen wegen der unvermeidlich mangelhaft werdenden Isolation des Elektrometers schwer durchzuführen. Immerhin läßt sich konstatieren, daß sich beim Beginn starker Platzregen die Zahl der Ionen,

[1]) H. Mache und E. v. Schweidler, Phys. Zeitschr. 6, 71 (1905).
[2]) Vgl. die Zusammenstellung von H. Ebert, ebenda 6, 826 (1905).
[3]) E. v. Schweidler, Wien. Sitzungsber. 114, IIa, 1713 (1905); ebenda 115, 1271 (1906).

Digitized by Google

und zwar vorzugsweise die der negativen, verdoppelt oder verdreifacht, während bei sehr schwachem Regen, dem sogenannten Nebelrieseln, diese Erscheinung nicht beobachtet wurde. Es ist schwierig, eine genaue Analyse dieser Steigerung der elektrischen Ladung — sie kann bis zu 1 E.-S.-E. im Cubikmeter gehen — zu geben. Der Lenardeffekt ist dabei offenbar beteiligt. Da schon die geringen Verunreinigungen, welche das Regenwasser mit sich führt, das Zeichen dieses Effektes verändern, die Tropfen auch auf die verschiedenartigsten Gegenstände auffallen, abspringende verunreinigte Tropfen ebenfalls eine Wirkung hervorbringen, so ist es erklärlich, daß die Zahl der Ionen beider Art sich vermehrt. Es kommt aber noch hinzu, daß mit einer Regenböe, wie ich schon früher bemerkte, auch stark ionisierte Luft aus den Höhen herabstürzt. Regen und Schnee führen ferner, wie Versuche von Wilson, Jaufmann, Costanzo und Negro u. a. zeigen, radioaktive Niederschläge aus den höheren Luftschichten hinab. Auf diese Weise wird auch, wie sowohl Mache[1]) als auch ich[2]) zeigen konnte, die vom Erdboden ausgehende, durchdringende Strahlung verstärkt.

Eine in der Ebene in diesem Umfange ungewöhnliche Erscheinung habe ich wiederholt während Graupelböen oder Gewittern auf dem Brienzer Rothorn wahrgenommen. Der Ebertsche Aspirationsapparat wurde daselbst bei solchem Wetter auf einer gedeckten, von drei Seiten geschlossenen, also nur noch vorn offenen Terrasse aufgestellt und gegen verspritzende Regentropfen noch durch das dem Apparat beigegebene Schutzdach gesichert. Am 15. August 1907 z. B. beobachtete ich zwischen 1 und 2^p bei einem Gewitter, dessen elektrische Entladung etwa 3 km entfernt war, während einer Umdrehung des Federgehäuses (Dauer = 105 Sekunden) einen Voltabfall von —131 auf —74, fünf Minuten später innerhalb derselben Zeit wie eben einen solchen von 181 auf 135 Volt. Die unmittelbar nach jeder Beobachtung vorgenommene Isolationsbestimmung ergab im geschlossenen Apparat einen Verlust von 4 Volt pro Minute. Mit Berücksichtigung dieses Verlustes ergibt sich aus der ersten Beobachtung I_+ (der Gehalt an positiven Ionen) zu 10.0 und der an negativen zu 7.8 E.-S.-E. im Cubikmeter. Nachdem der Regen dreiviertel Stunden lang aufgehört hatte, bestimmte ich I_+ zu 1.89 E.-S.-E.

Starke freie Ladungen, die allerdings nicht den hohen von mir eben angegebenen Wert erreichen, hat auch Mache[3]) früher schon während Gewittern beobachtet. Freie Ladungen von der Größe der von mir beobachteten fand dagegen, auch bei Gewittern, Chauveau[4]) auf dem Eiffelturm.

Der Rückgang der Elektroskopblättchen war in den von mir beobachteten Fällen stets ein allmählicher. Plötzliche Entladungen, wie Costanzo und Negro[5]) sie im Elster- und Geitelschen Zerstreuungsapparat beobachteten, habe ich wohl beim Arbeiten mit dem Scheringschen Zerstreuungsapparat, niemals aber mit dem Aspirationsapparat beobachtet. Bei den von den genannten italienischen Forschern beschriebenen Erscheinungen handelt es sich wohl um die Induktionswirkung von Blitzen, vielleicht aber auch, wenigstens bei einem Teile ihrer Beobachtungen, um eine Entladung des negativ geladenen Elektroskopes durch elektrische Wellen, wie sie M. Cantor[6]) bei Laboratoriumsversuchen beobachtet hat.

[1]) Mache und Rimmer, Phys. Zeitschr. 6, 620 (1906).
[2]) A. Gockel, ebenda 8, 703 (1907).
[3]) H. Mache, Phys. Zeitschr. 4, 587 (1903).
[4]) A. B. Chauveau, Etude de la variation diurne de l'électricité. Paris 1902. II mémoire, p. 107.
[5]) G. Costanzo und C. Negro, Rivista di Fisica. Aposto 1907.
[6]) M. Cantor, Ann. d. Phys. 10, 214 (1903).

Digitized by Google

P. B. Zölss[1]) hat die Beobachtung gemacht, daß bei starkem Winde das Potentialgefälle sinkt, ja sogar in negative Werte übergeht. Unter diesen Umständen verdient es auch Beachtung, daß ich am 8. November 1906 bei heftigem SW-Wind und mittlerer rasch wechselnder Bewölkung I_+ zu 0.39, I_- zu 0.53 bestimmt, also einen bedeutenden Überschuß negativer Ionen gefunden habe. Die Temperatur war $+9.1^0$, die relative Feuchtigkeit 65 Proz.

Aber auch bei schwachem Winde konnte gelegentlich bei heiterem Himmel ein Überwiegen negativer Ladungen beobachtet werden. So fand ich am 4. Februar 1906, 3^p $I_+ = 0.39$, $I_- = 0.34$, Temperatur -1^0 C, relative Feuchtigkeit 55 Proz., Bewölkung Cu_3. Der Boden war während des ganzen Monats mit Schnee bedeckt, und der für die Jahreszeit ungewöhnlich hohe Betrag an negativen Ionen mag vielleicht trotz des schwachen Windes doch durch Reibung von Schneestaub an der Erdoberfläche erzeugt worden sein.

Ionisation bei Schneefall. Daß bei regnerischem Wetter die negativen Ionen überwiegen, das Potentialgefälle demgemäß auch negative Werte annimmt, habe ich schon in meinen früheren Mitteilungen erwähnt. P. Zölss hat nun die interessante Wahrnehmung gemacht, daß, während bei Regen das negative Potentialgefälle die Regel, das positive die Ausnahme ist, bei Schneefall die Sache gerade umgekehrt liegt. Es tritt nach seinen Registrierungen dabei zumeist eine bedeutende Verstärkung des normalen elektrischen Feldes ein. In guter Übereinstimmung mit dieser Beobachtung konnte ich feststellen, daß bei den winterlichen Schneefällen auch eine Zunahme der Zahl der Ionen beider Art eintritt, die der positiven aber überwiegt, so daß Q manchmal Werte erreichte, die über 1.5 liegen. Die Schneeflocken selbst sind nach den Beobachtungen von E. Weiss[2]) vorwiegend positiv geladen. Die im Gefolge von Böen im Frühjahr auftretenden kurzen Schneefälle verhalten sich dagegen nach meinen Beobachtungen wie Regenböen, es überwiegt während des Schneefalles und nach demselben die Zahl der negativen Ionen.

Die Kondensationshypothese. Der Umstand, daß auch dort, wo der Lenardeffekt zum mindesten sehr gering ist, also bei langsam fallendem Schnee oder bei der Entstehung von Wolken im aufsteigenden Luftstrom[3]), gerade die Ionen überwiegen, welche gleichzeitig als Kondensationskerne dienen oder adsorbiert werden, läßt es mir sehr zweifelhaft erscheinen, ob, wie Herr Gerdien[4]) annimmt, der Kondensationsprozeß die wesentlichste Quelle der Aufrechterhaltung des elektrischen Erdfeldes ist. Auch lassen sich, wie ich einem auf der Schweizerischen Naturforscherversammlung in Freiburg 1907 gehaltenen Vortrage Herrn de Quervains entnehme, die an der zitierten Stelle entwickelten Anschauungen Gerdiens nicht mit dem wirklichen Vorgange der Wolkenbildung in Einklang bringen. Ich möchte mich mit diesen Bemerkungen aber nur gegen eine Überschätzung der Wirkung der Kondensationsvorgänge wenden. Daß ein Ausfällen negativer Ionen, z. B. bei der Bildung von Bodennebeln, tatsächlich zu einer Erhöhung des Potentialgefälles führt, habe ich schon zu wiederholten Malen hervorgehoben. Auch der Ansicht des Herrn Gerdien, daß die auffallend kleinen Werte des Potentialgefälles, die im Wüstengebiet Nordafrikas (von mir) gefunden wurden, durch die Niederschlagsarmut dieser Gebiete erklärt werden kann, stimme ich um so mehr bei, als ich dieselbe

[1]) P. B. Zölss, Wien. Sitzungsber. 112, IIa, 1407 (1903).
[2]) E. Weiss, Wien. Sitzungsber. 115, 1302 (1906).
[3]) Vgl. A. Gockel, Phys. Zeitschr. 4, 267 (1903).
[4]) H. Gerdien, ebenda 6, 658 (1905).

Digitized by Google

Meinung schon früher[1]) geäußert habe, wobei ich übrigens nicht nur an Niederschläge im engeren Sinne des Wortes, sondern auch an Nebel- und Taubildungen dachte.

Die allerdings sehr verwickelten elektrischen Vorgänge, welche mit der Kondensation des Wasserdampfes in der Atmosphäre verbunden sind, scheinen mir zurzeit von allen luftelektrischen Erscheinungen das größte Interesse zu verdienen. Daß Cirruswolken das Potentialgefälle beeinflussen, haben Elster und Geitel schon vor vielen Jahren bemerkt. Ich glaube aber trotzdem hervorheben zu sollen, daß, wie ich wiederholt bemerkte, an Tagen mit vorwiegender Cirrusbedeckung das Potentialgefälle einen plötzlichen Sprung macht in dem Augenblicke, in dem sich eine Cirrus- oder Cirrocumuluswolke im Zenit des Beobachters bildet oder auflöst. Andererseits ist bekannt, daß die Bildung einer Cumulus- oder Cumulo-Nimbuswolke zu derartigen sprunghaften Änderungen des Potentialgefälles erst dann Veranlassung gibt, wenn in der Nähe des Beobachtungsplatzes Niederschläge fallen.

Freie Ladung und Potentialgefälle. Bereits im Eingang meiner ersten Mitteilung wies ich darauf hin, daß die von Exner behauptete Konstanz des Potentialgefälles in den untersten Schichten der Atmosphäre nur ausnahmsweise beobachtet wird, und die von Herrn Exner der Einfachheit halber seiner Auseinandersetzung zugrunde gelegte „Schönwetterelektrizität" einen normalerweise nicht verwirklichten Idealfall vorstellt. Ist $\frac{d^2V}{dh^2}$ aber nicht gleich Null, dann muß nach der Poissonschen Gleichung $\varrho = -\frac{1}{4\pi}\frac{d^2V}{dh^2}$ in der Atmosphäre auch eine freie Ladung, d. h. ein Überschuß der Ionen einer Art vorhanden sein, wie dieses auch tatsächlich von allen Beobachtern gefunden wurde; und zwar überwiegen, solange keine Niederschläge fallen, in der Hauptsache die positiven Ionen; $\frac{d^2V}{dh^2}$ muß also kleiner als Null sein, d. h. das Potentialgefälle muß mit der Höhe abnehmen.

Auf Veranlassung Eberts hat Daunderer[2]) die Änderung des Potentialgefälles mit der Höhe in der unmittelbaren Nachbarschaft des Bodens eingehend untersucht. Das Resultat der Untersuchung Daunderers war, daß das aus 2 m Erhebung abgeleitete Gefälle, umgerechnet in Volt pro 1 m, von dem gleichzeitig in 1 m Höhe direkt gemessenen in dem einen oder anderen Sinne mehr oder weniger stark abweicht. Als Mittelwert der aus dieser Änderung des Potentialgefälles mit der Höhe berechneten freien Ladung ergab sich in der Zeit von Mitte März bis Ende Juni $\varrho = 0{,}616$ E.-S.-E. im Cubikmeter, während in den verhergehenden $2^1/_2$ Wintermonaten im Durchschnitt $\varrho = 0{;}577$ gefunden wurde. Diese so berechneten freien Ladungen sind wesentlich größer als diejenigen, welche die direkten Ionenmessungen mit dem Aspirationsapparat ergeben, im Durchschnitt nämlich beträgt der Überschuß der leicht beweglichen freien Ionen $+0.1$ E.-S.-E. im Cubikmeter. Die höchsten an niederschlagsfreien Tagen beobachteten freien Ionenladungen sind $+0.39$ und -0.17 E.-S.-E.

Während Gewittern ergab sich als Maximum der freien Ionenladung $+0.37$, bei Schneefall $+0.19$ einerseits, bei Schneeböen (im April) -0.28 andererseits. Bei Landregen wurde niemals ein stärkerer Überschuß positiver Ionen beobachtet, dagegen konnte der Überschuß negativer auf -0.20 E.-S.-E. steigen. Der Umstand, daß

[1]) A. Gockel, diese Zeitschr. 22, 106 (1905).
[2]) A. Daunderer, Phys. Zeitschr. 8, 281 (1907).

Digitized by Google

selbst der höchste Wert der mit dem Aspirationsapparat gemessenen freien Ionenladung, und noch viel mehr die Durchschnittszahlen, weit hinter den von Daunderer aus der Abnahme des Potentialgefälles mit der Höhe berechneten Werten von ϱ zurückbleiben, daß also ein großer Teil der freien Ladungen an die schwer beweglichen, mit meinem Aspirationsapparat nicht meßbaren Molionen gebunden ist, stimmt gut mit der Beobachtung Langevins überein, wonach die Zahl dieser schwer beweglichen Ionen weitaus größer ist als die der mit dem Ebertschen Apparat zu bestimmenden. Die höchsten freien Ionenladungen sind von mir an Tagen ungewöhnlicher Klarheit der Luft und Trockenheit gemessen worden. Es darf dieses Faktum wohl so gedeutet werden, daß der nach den Potentialgefällemessungen im Sommer und Herbst stets vorhandene Überschuß positiver Ladung an klaren und trockenen Tagen in Form leicht beweglicher Ionen vorhanden ist.

Die eben erwähnte Beobachtung legt auch die Frage nahe, ob die Vermehrung der mit dem Aspirationsapparat gemessenen Ionenmengen nicht vorzugsweise auf Rechnung der Erhöhung der mittleren Beweglichkeit der Ionen zu setzen wäre. Wenn sich nun auch nicht verkennen läßt, daß nach meinen Beobachtungen häufig hohen Ionenzahlen auch hohe Beweglichkeiten und umgekehrt entsprechen, so ist doch im Durchschnitt die Abhängigkeit der Ionenzahl von der Beweglichkeit weniger ausgeprägt. Man darf daraus wohl schließen, daß zwischen den von dem Aspirationsapparat abgefangenen und den Langevin-Ionen eine scharfe Grenze existiert, und daß die Beweglichkeiten der beiden nicht ineinander übergehen.

Es muß auch darauf hingewiesen werden, daß die Regel, wonach klare, trockene Tage besonders mit Föhnströmungen einen Überschuß positiver Ionen liefern, nicht umgekehrt werden darf. Freie Ladungen von $+0.1$ bis $+0.3$ E.-S.-E. können mit dem Aspirationsapparat auch an nebeligen Tagen gemessen werden, hier werden sie wohl durch ein Ausfällen der negativen Ionen hervorgebracht, und ferner an windigen, trockenen, aber trüben Tagen.

Während Daunderer in den Wintermonaten im Mittel ein negatives ϱ erhielt, beobachtete ich in dieser Zeit die stärksten Überschüsse positiver Ionen. Das mag damit zusammenhängen, daß einerseits der Föhn, der stets einen starken Überschuß positiver Ionen mitbringt, in dieser Jahreszeit am häufigsten ist, andererseits auch das stärkste Ausfällen negativer Ionen durch Nebel in derselben Zeit stattfindet.

Ionisation auf dem Brienzer Rothorn (2300 m). An verschiedenen Stellen dieser Mitteilungen, und auch früher schon in dieser Zeitschrift[1]), habe ich auf meine auf dem Brienzer Rothorn ausgeführten Messungen Bezug genommen. Nachdem inzwischen Conrad[2]) eine umfassende Darstellung seiner auf dem Säntis erhaltenen Resultate veröffentlicht hat, möchte ich hier die meinigen, insbesondere die bisher noch nicht veröffentlichten, kurz mit denen Conrads vergleichen.

Um den Apparat der direkten Wirkung des Erdfeldes einigermaßen zu entziehen, stellte ich ihn dieses Mal auf der vor dem Hotel gelegenen, auf drei Seiten offenen, aber mit einem leinenen Sonnendach gedeckten Terrasse auf. Entgegen dem, was Conrad auf dem Säntis und Brunhes und Baldit auf dem Puy de Dom fanden, bestätigen auch meine letzten Beobachtungen meine frühere Bemerkung, daß der Gehalt an positiven Ionen in der Nähe des Berggipfels wesentlich höher ist als in der Ebene, nämlich 0.5 bis 0.8 E.-S.-E. im Cubikmeter, der an negativen dem in der Ebene beobachteten ungefähr gleich kommt, zeitweise sogar

[1]) A. Gockel, diese Zeitschr. 21, 36 (1904).
[2]) Conrad, Wien. Sitzungsber. 115, 1055 (1903).

Digitized by Google

ebenfalls bis zu 0.4 bis 0.5 E.-S.-E. im Cubikmeter steigt, ein in der Ebene bei klarem Wetter selten beobachteter Betrag. Dieser hohe Ionengehalt wurde vorwiegend in den Morgenstunden beobachtet, er sinkt aber, wie dieses auch Conrad feststellte, im Laufe des Tages, wenn der aufsteigende Strom Luft aus den tieferen Schichten der Atmosphäre heraufbringt und Veranlassung zur Bildung der Mittagscumuli in der Nähe des Berggipfels gibt. Auch wenn noch einige 100 m unterhalb des Beobachtungsplatzes ein Nebelmeer stagniert, so tritt das ein, was Conrad als die Regel bezeichnet: der Gehalt an positiven Ionen kommt ungefähr dem in der Ebene beobachteten gleich, der Gehalt an negativen dagegen erscheint stark herabgedrückt. Ich möchte darin im Gegensatz zu Conrad weniger eine Wirkung des Gipfelfeldes sehen, als des Umstandes, daß oberhalb einer Kondensationsschicht der Gehalt an negativen Ionen sich selbst dann verringert, wenn am Beobachtungsplatz die Feuchtigkeit noch weit vom Taupunkt entfernt ist. Ob dieser höhere Ionengehalt eine spezifische Eigenschaft der den Berg umgebenden Atmosphäre ist, erscheint mir fraglich. Ebert hat allerdings wiederholt die Ansicht ausgesprochen, daß den Schutthalden des Gebirges, und solche bilden fast den ganzen nördlichen Abhang des Brienzer Rothorns, emanationsreiche Luft in großer Menge entströmt, und verschiedene Forscher schließen sich seiner Ansicht an, ferner zeigen meine eigenen Versuche auf dem Rothorn, daß in dem starken Erdfelde daselbst alle Gegenstände, also auch der Boden, sich mit radioaktiven Niederschlägen bedeckt, welche die umgebende Atmosphäre ionisieren müssen, andererseits aber lassen die bei Luftballonfahrten gemachten Messungen erkennen, daß wenigstens im Gebiete absteigender oder ruhender Luft in den Höhen überhaupt eine stärkere Ionisierung vorhanden ist; besonders lehrreich sind in dieser Hinsicht die von Ebert[1]) am 10. November 1900 und am 17. Januar 1901 und die von Gerdien[2]) am 1. Juli 1903 unternommenen Fahrten. Selbst bei einer Fahrt, die sich im Gebiete eines aufsteigenden Luftstromes bewegte, am 30. August 1905, konnte Gerdien[3]) oberhalb der Kondensationsschicht eine ungewöhnlich hohe Leitfähigkeit der Atmosphäre konstatieren.

Der tägliche Gang der Ionisation auf dem Brienzer Rothorn stimmt mit dem von Conrad auf dem Säntis gefundenen im großen und ganzen überein. Gerade die Bestimmung dieser täglichen Periode wird im Sommer sehr erschwert durch den Umstand, daß der Berggipfel im Laufe des Tages Veranlassung zur Wolkenbildung bietet. Mit dem Eintreten der Kondensation verringert sich sowohl I_- als auch I_+. Um Mißverständnissen zu begegnen, hebe ich hervor, daß meine früheren Beobachtungen[4]) über Vermehrung der negativen Ionen bei nebligem Wetter sich auf die in einem Depressionsgebiete entstehenden Wolken bezieht. Diese, welche ja auch meistens Veranlassung zur Bildung von Niederschlägen geben, verhalten sich ganz wie die letzteren selbst.

Meine Absicht, Messungen auf dem Brienzer Rothorn anzustellen, in einer Jahreszeit, in der die Bildung von Mittagswolken weniger intensiv ist als im Sommer, konnte bis jetzt aus äußeren Gründen noch nicht verwirklicht werden. Die im Dezember auf dem Patscherkofel (1900 m) bei Innsbruck vorgenommenen Beobachtungen von Ficker und Defant[5]) lassen übrigens erkennen, daß in dieser Höhe

[1]) H. Ebert, diese Zeitschr. 18, 340 (1901).
[2]) H. Gerdien, Göttinger Nachr. 1903, Heft 6.
[3]) Derselbe, l. c. 1905, Heft 5.
[4]) A. Gockel, Phys. Zeitschr. 4, 267 (1903).
[5]) Ficker und Defant, Wien. Sitzungsber. 114, 151 (1900).

Digitized by Google

auch im Winter der aufsteigende Luftstrom mächtig genug ist, um im Laufe des Tages eine wesentliche Verminderung des Ionengehaltes der den Berg umgebenden Atmosphäre hervorzurufen.

Der am späten Nachmittag sich einstellende Minimalwert der Ionisation blieb an Tagen, an denen der Berg nebelfrei war, immer über 0.3 E.-S.-E., während in der Ebene zu dieser Tageszeit I_+ auf 0.15, I_- unter 0.1 sinken kann. Auch an vollständig heiteren Tagen sind Störungen des regelmäßigen Verlaufs der täglichen Periode der Ionisation auf den Bergen nicht selten. Es kann vorkommen, daß die Ionisation im Laufe des Tages nicht sinkt, sondern steigt. Man wird wohl annehmen dürfen, daß diese Erscheinung durch absteigende ionenreiche Luftströmung bedingt ist. Ich habe schließlich noch meine in den ersten Morgenstunden gesammelten Beobachtungen auf den Einfluß der Temperatur an den einzelnen, sich auf Juli, August und September verteilenden Tagen, welche zwischen $+2$ und $+10$ schwankt, hin geprüft. Bei der geringen Anzahl der Beobachtungen war aber ein solcher Einfluß nicht zu erkennen.

Tägliche Periode der Ionisation. Seit der Veröffentlichung meiner letzten Mitteilung hat sich das Material für die Sommermonate wesentlich vermehrt. Ich gebe daher hier eine neue Zusammenstellung des Ganges der Ionisation im Sommer. Bezüglich der Wintermonate verweise ich auf meine Tabelle im Jahrgang 1906, S. 341, dieser Zeitschrift.

Täglicher Gang der Ionisation im Sommer.

	7a	8a	9a	10a	11a	12a	1p	2p	3p	4p	5p	6p	7p	8p	9p	10p
I_-	0.341	0.330	0.369	0.369	0.341	0.368	0.360	0.351	0.347	**0.460**	0.403	0.365	0.381	0.359	0.328	0.390
I_+	0.285	0.332	0.329	0.322	0.292	0.275	0.290	0.321	0.308	0.335	**0.341**	0.277	0.283	0.319	0.247	0.357
Q	1.25	1.14	1.24	1.28	1.10	1.27	1.27	1.21	1.25	1.23	1.27	1.21	**1.51**	1.17	1.41	1.09
n	23	21	31	30	45	23	17	61	51	32	17	26	21	23	8	3

n = Anzahl der Beobachtungen.

Bezüglich der Diskussion der Tabelle kann ich auf meine früheren Mitteilungen und meine Untersuchungen über den täglichen Gang der Zerstreuung[1]) verweisen. An einer Reihe von Tagen wurden während 1 bis 2 Stunden fortlaufende Messungen der Ionen einer Art gemacht. Es ergab sich, daß der Ionengehalt, auch wenn die übrigen meteorologischen Faktoren keine Änderung aufzuweisen schienen, raschen Schwankungen unterworfen ist. Zwei unmittelbar aufeinanderfolgende Messungen, von denen jede 15 Minuten dauert, können Werte liefern, die um 25 Proz. differieren. Es wurden ferner, während ich mit dem großen Aspirationsapparat im Gartenhause arbeitete, Messungen mit dem Ebertschen Apparate an verschiedenen anderen Stellen des Gartens gemacht. Auch hier differierten die Resultate der gleichzeitig vorgenommenen Messungen um 20 bis 25 Proz., bald in dem einen, bald in dem anderen Sinne.

Jährlicher Gang der Ionisation. Ein Vergleich der in den einzelnen Monaten erhaltenen Werte ergibt nur das aus den Zerstreuungsbeobachtungen schon bekannte Resultat, daß die Ionisation im Sommer höher ist als im Winter. Im übrigen aber hängen die in den verschiedenen Jahren für die einzelnen Monate erhaltenen Mittelwerte, auch wenn man bei Berechnung der Mittel nur niederschlags- und nebelfreie Tage berücksichtigt, stark vom Charakter des betreffenden Monats und, da ich nicht an allen Tagen beobachten konnte, auch von der Zahl der vor-

[1]) A. Gockel, Arch. de Genève 17, 93 (1904).

Digitized by Google

handenen Messungen ab. Das Minimum der Ionisation fällt hier stets in den Dezember oder Januar, das Maximum dagegen verteilt sich regellos auf die einzelnen Sommermonate. Auffallenderweise fiel es innerhalb vier Jahren zweimal in den Oktober, doch waren die Juniwerte fast ebenso hoch. Überhaupt zeigen die Mittelwerte der einzelnen Sommermonate keine besonderen Unterschiede; dagegen unterscheiden sich stark, dem allgemeinen Charakter der Witterung hier entsprechend, April von Mai und Oktober von November.

Über Beobachtung des künstlichen Brockengespenstes.

Mit anschließenden Bemerkungen[1]).

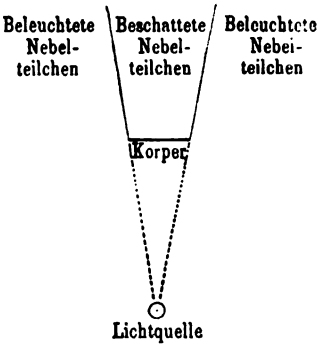
Von F. Richarz.

Entsprechend dem Sprachgebrauche von J. M. Pernter in seiner Meteorologischen Optik, Wien 1906, Bd. 3, S. 405, soll als Brockengespenst im folgenden immer nur der in oder auf Nebeln erscheinende **Schatten** des Beobachters bezeichnet werden, ohne Rücksicht auf das etwaige gleichzeitige Auftreten von Lichträndern oder farbigen Kreisen um jenen Schatten. An der angeführten Stelle sind eingehende Angaben über das Brockengespenst zu finden; ebenso in Siegmund Günthers Handbuch der Geophysik, 2. Bd., S. 129; 2. Aufl., Stuttgart 1899; ferner von A. v. Obermayer in seiner Mitteilung: „Zur Photographie des Brockengespenstes, Aufnahme von Herrn Konrad Heller[2])".

In Anknüpfung an einzelne Angaben über Beobachtungen des künstlichen Brockengespenstes hatte ich mir vorgenommen, die erste sich darbietende Gelegenheit zu einer Nachprüfung zu benutzen.

Am Abend des 23. November 1906 herrschte starker Nebel in Marburg i. H.; bei der hohen und freien Lage des Physikalischen Instituts bieten die nach der Talseite hin gelegenen Fenster der oberen Stockwerke besonders günstige Versuchsbedingungen dar. In der Tat konnten außer mir die noch im Institut anwesenden Herren Prof. W. Feussner, Dr. E. Take und E. Rohlf, aus einem geöffneten Fenster hinausblickend, während hinter uns eine Gaslampe brannte, sehr schön im Nebel jeder seinen Schatten beobachten.

Fig. 1.



Bei unserer Beobachtung vom 23. November erfüllte der Nebel die ganze Luft gleichmäßig bis dicht ans Fenster. Der Schatten ist in einem solchen Falle nicht auf einer bestimmten Wand erzeugt, sondern ist die in die Tiefe hinein ausgedehnte Grenzfläche zwischen den beleuchteten Nebelteilchen und den vom Körper beschatteten (Fig. 1).

Das Gespensterhafte kommt alsdann zustande durch die Unsicherheit des Urteils über den Ort, auf den man akkommodieren und den man fixieren soll. Der eine

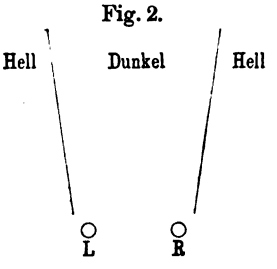
[1]) Kürzere vorläufige Mitteilung in den Sitzungsberichten der Marburger Gesellschaft, 12. Dezember 1906, S. 173.

[2]) A. v. Obermayer, Photograph. Korrespond., Nr. 534, S. 115 ff., März 1905.

Digitized by Google

Beobachter, der auf große Entfernung akkommodiert, verlegt dorthin auch den Schatten im Nebel und schreibt ihm eine riesenhafte Größe zu; nicht so aber ein anderer, der im Nebel die Nähe ins Auge faßt. Wer seine Akkommodation und Fixation nach Willkür verändert, kann das Gespenst entfernter oder näher und gleichzeitig mehr oder weniger groß erblicken. Diese bekannten Eigenschaften der Erscheinung konnten wir mit individuellen Unterschieden konstatieren; nicht dagegen die von Herrn Iwanoff angegebene Konkavität des Schattens, die er in Verbindung bringt unter anderem mit dem Helmholtzschen Horopter[1]). Daß die Erscheinung aber zu letzterem keine Beziehung haben kann, geht schon daraus hervor, daß der Horopter seine Bedeutung für das zweiäugige Sehen besitzt, daß dagegen das Brockengespenst, wie wir bei unserer Beobachtung am 23. November deutlich erkannten, aus zwei im wesentlichen mit nur einem Auge gesehenen Hälften zusammengesetzt ist. Wir sahen nämlich beim Schließen des linken Auges, also bloß rechtsäugig sehend, allein die rechte Hälfte der Grenze von Schatten und Helligkeit im Nebel deutlich, die linke Grenze dagegen nur höchst undeutlich und verschwommen. Umgekehrt beim Schließen des rechten Auges. Dies ist ganz einfach zu erklären. Die Fig. 2 bedeutet einen schematischen Grundriß der Lage der beiden Augen R und L und der von den beiden Körperseiten ausgehenden Grenzen zwischen den beleuchteten und den vom Körper beschatteten Partien des Nebels. Von allen beleuchteten Nebelteilchen wird Licht zum Beobachter zurückgeworfen. Es ist ohne weiteres ersichtlich, daß R nur die rechte und L nur die linke Grenze wirklich als eine Grenze zwischen Hell und Dunkel sehen kann. Aus ganz demselben Grunde konnte bei unserer Beobachtung am 23. November auch immer jeder von uns nur seinen eigenen Schatten im Nebel erkennen; und den Schatten einer hinter uns befindlichen vertikalen eisernen Stange, welcher Schatten sozusagen nur eine dunkele Ebene im Nebel bildete, konnte man nur wahrnehmen, wenn man sich mit einem Auge in dieser Schattenebene befand. Dies alles beweist, daß das „Brockengespenst", das wir beobachteten, aus zwei unokular, oder nahezu unokular gesehenen Hälften sich zusammensetzte. Bei abermaligem starken Nebel im Herbst 1907 wiederholten wir diese Beobachtung des künstlichen Brockengespenstes, aber unter Benutzung einer elektrischen Bogenlampe als Lichtquelle. Für diese sehr intensive Beleuchtung trat die Tiefenausdehnung der Schattengrenzfläche plastisch direkt wahrnehmbar hervor. Dagegen sah für sie das rechte Auge auch die linke Schattenseite und umgekehrt. Dies wird sich folgendermaßen erklären. Das rechte Auge R (Fig. 2) erhält durchaus kein reflektiertes Licht bei Blickrichtungen, die mit der an R vorbeigehenden Schattengrenze beginnen und im umgekehrten Uhrzeigersinn sich weiter erstrecken bis zu einer Parallelen mit der anderen Schattengrenze, welche an L vorbeigeht. Die in demselben Sinne noch mehr gedrehten Blickrichtungen für R erhalten wieder reflektiertes Licht wenigstens von einem Teile der links befindlichen beleuchteten Nebeltröpfchen. Bei der Intensität einer Bogenlampe ist auch dieses Licht und damit die Schattengrenze bei L auch für R wahrnehmbar.

Fig. 2.



In einer anderen Art erscheint das Brockengespenst, wenn der Nebel nicht gleichmäßig verbreitet, sondern in Form einer Wand nach dem Beobachter hin ab-

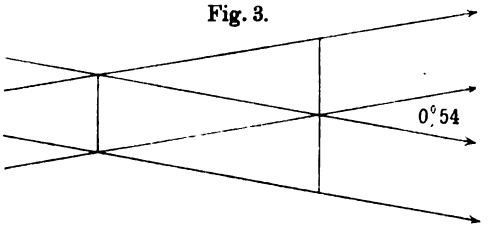
[1]) K. S. Iwanoff, Marb. Sitzungsber., 25. Juli 1906, S. 120.

Digitized by Google

gegrenzt ist, so daß sich zwischen letzterem und der Nebelwand noch ein klarer Zwischenraum befindet. Diese zweite Erscheinungsweise ist die in Gebirgen und bei Ballonfahrten häufiger beobachtete Form; teils bei tiefstehender Sonne auf gegenüberstehenden vertikalen Nebelwänden, teils bei hochstehender Sonne auf tiefer befindlichen horizontalen Nebeloberflächen. Diese andere Erscheinungsform des Brockengespenstes wird erst recht nichts mit dem Helmholtzschen Horopter gemein haben; denn es handelt sich bei dieser zweiten Art des Phänomens ja im wesentlichen bei dichtem Nebel einfach um einen Schatten auf einer Fläche, die durch die Begrenzung der Nebelmasse gegeben ist.

Man findet stellenweise in der Literatur angegeben, die Vergrößerung des Beobachterschattens auf der Nebelwand könne durch Sonnenstrahlen nicht in Wirklichkeit erzeugt werden, sondern müsse eine nur eingebildete sein. Denn der durch Sonnenstrahlen erzeugte Schatten müsse wegen deren Parallelität stets dieselbe Größe wie der Körper haben. Nun sind jedoch parallel nur die von demselben Punkte der Sonne ausgehenden Strahlen. Bei jener Schlußweise ist also stillschweigend von der Ausdehnung der Sonnenscheibe abgesehen. Es muß aber vielmehr durchaus beachtet werden, daß der scheinbare Halbmesser der Sonne im Mittel rund 0.27° beträgt, daß also die von diametralen Randstellen ausgehenden Strahlen an der Erdoberfläche einen Winkel von 0.54° miteinander bilden. Mit diesem Winkel der Grenzstrahlen bildet sich daher hinter jedem Gegenstand ein sich verjüngendes Kernschatten- und ein sich erweiterndes Halbschattengebiet. Nehmen wir Mannesschulterbreite zu rund $^1/_2$ m an, so wird daher die Länge des Kernschattens eines Mannes sich zu 0.5 . ctg 0.54° gleich rund 50 m ergeben. In dieser Entfernung wird aber der Halbschatten, wie die Fig. 3 sofort erkennen läßt, bereits die doppelte Breite des schattenwerfenden Körpers haben. Kernschatten und Halbschatten zusammengenommen, werden je nach der Entfernung der auffangenden Wand vom Körper ein verwaschenes und vergrößertes Bild des letzteren ergeben.

Fig. 3.



In diesem zweiten Falle des Brockengespenstes wird die Vergrößerung und — wenn die Nebelwand nicht eben ist — Verzerrung das Gespenstige des Phänomens verursachen. Es ist ferner vorauszusagen, daß bei gleichzeitiger Anwesenheit mehrerer Menschen diese einen gewissen Abstand voneinander bewahren müssen, wenn ihre Schattenbilder getrennt bleiben sollen. Ferner wird bei dichtem Nebel, der ziemlich scharf von einer Fläche begrenzt ist, ein Beobachter auch den Schatten eines anderen wahrnehmen. Die aus der Tiefenausdehnung der Schattengrenze folgenden Erscheinungen, die in Anknüpfung an Fig. 2 erklärt wurden, und die für die erstbeschriebene Form des Brockengespenstes charakteristisch waren, werden bei dieser zweiten Form zurücktreten, weil jene Tiefenausdehnung bei dichtem Nebel gering sein wird gegenüber dem Abstande der Nebelwand von den Beobachtern. Entsprechend erwähnt A. v. Obermayer (a. a. O., S. 115, Zeile 10 v. o.), daß erst bei hinlänglichem Abstande voneinander jeder Beobachter nur seinen eigenen Schatten sieht.

Bei der zweiten Form des Brockengespenstes sieht man häufig den Kopfschatten von einem hellen **Lichtrand** umgeben. Diese Erscheinung könnte, soweit sie um den eigenen Kopfschatten auftritt, vielleicht als objektiv gedeutet werden durch

Digitized by Google

das Intensitätsmaximum des reflektierten Lichtes bei senkrechter Inzidenz, welches Maximum im folgenden Abschnitte besprochen werden soll. Auf jeden Fall wirken aber hierbei mit die lediglich subjektiv zu erklärenden Machschen hellen und dunkeln Streifen, die innerhalb eines kontinuierlich verlaufenden Intensitätsabfalles auftreten, und das Gesetz befolgen: „Überall dort, wo die Lichtkurve einen Knick hat, erscheint die Stelle heller oder dunkler als die Umgebung. Heller ist die Stelle, wenn die Knickung gegen die Abszissenachse konkav, dunkler, wenn die Knickung gegen die Abszissenachse konvex ist.“ Wie durch solche Machsche Streifen die Lichtränder um Schatten sich erklären, hat A. v. Obermayer[1]) in seiner Abhandlung: „Über sogenannte Heiligenscheine und andere gleichen Ursachen entspringende Erscheinungen“, gezeigt.

Die schönste zuweilen auftretende Begleiterscheinung des Brockengespenstes ist, daß manchmal, nämlich bei „homogenem“ Nebel, der Kopfschatten des Brockengespenstes umgeben erscheint von farbigen **Beugungsringen.** Unter homogenem Nebel ist dabei nach dem Vorgange von Joh. Kiessling ein solcher Nebel zu verstehen, dessen Tröpfchen meist nahezu dieselbe Größe haben; nur dann können bekanntlich Beugungserscheinungen von ihrer Gesamtheit hervorgerufen werden. Zur Erklärung der Beugungsringe beim Brockengespenst muß man erstens annehmen, daß Licht in das Innere des Nebels eindringt und wieder zurückgeworfen werde mit einem Maximum der Intensität bei Rückkehr in der Einfallsrichtung. Zweitens tritt auf diesem innerhalb des Nebels zurückgelegten Wege Beugung an den passierten Tröpfchen ein. Nicht erklärt finde ich in der Literatur das Maximum der Intensität des aus dem Nebel in der Einfallsrichtung zurückgeworfenen Lichtes. Ein solches Maximum ist zur Erklärung unerläßlich; denn aus jeder Richtung her kommt Licht aus dem Nebel zum Beobachter zurück, und um jede Richtung herum bilden sich die Beugungsringe, die insgesamt also infolge ihrer Übereinanderlagerung nicht sichtbar werden könnten, wenn die Intensität des aus dem Nebel zurückgeworfenen Lichtes nicht in der senkrechten Richtung ein Maximum wäre. Wie kommt nun aber dieses Maximum zustande?

Die Reflexion des in die Tröpfchen hineingebrochenen Lichtes an deren Rückseite ist zunächst von der Erklärung auszuschließen. Durch diese Reflexion wird zwar ein Maximum der Intensität des reflektierten Lichtes erzeugt, aber in anderer Richtung; denn dieses Maximum liefert den Regenbogen. Auch ein diesem entsprechender Kreis ist mit sehr blasser Färbung (sehr blaß wegen der Kleinheit der Tröpfchen, der Airyschen Theorie zufolge) als „weißer Regenbogen“ oder „Nebelbogen“ um das Brockengespenst herum wahrgenommen worden[2]); ein Maximum der Reflexion in Richtung des Einfalls kann aber durch die Reflexion im Innern der Tröpfchen an deren Rückseite nicht erklärt werden. Siehe hierüber noch den „Zusatz bei der Korrektur“ am Schlusse dieser Arbeit.

Nicht ohne weiteres kann beim Nebel jenes Intensitätsmaximum erklärt werden in derselben Weise wie der sogenannte „Heiligenschein“, der helle Rand um den eigenen Kopfschatten auf betauten Wiesen, den Lommel[3]) aufgeklärt hat, und der bei Tautropfen als objektives Intensitätsmaximum zu den subjektiv begründeten, zuvor (s. diese oben) erwähnten, Machschen Streifen hinzutritt. Denn das Maximum ist bei den Heiligenscheinen auf betauten Wiesen darin begründet, daß hinter den

[1]) A. v. Obermayer, Boltzmann-Festschrift der Ann. d. Phys., S. 299 (1904).
[2]) z. B.: A. v. Obermayer, Photogr. Korresp., Nr. 534, S. 115, Zeile 10 v. u., März 1905.
[3]) E. Lommel, Pogg. Ann., Jubelbd., S. 13 unten, bis 20, insbes. S. 15 (1874).

Digitized by Google

Tautröpfchen sich die diffus reflektierenden Halme befinden, ist also dem Augenleuchten ganz analog. Im Falle des Nebels haben wir aber freischwebende Wassertröpfchen. Indessen wäre man wohl zu der Annahme berechtigt, daß die Rolle der Halme bei den betauten Wiesen für den Fall des Nebels von den anderen, hinter den lichtbrechend wirkenden Tröpfchen befindlichen Nebelteilchen übernommen werde, so daß in dieser modifizierten Weise die Lommelsche Erklärung des Heiligenscheines auf betauten Wiesen auch zur Erklärung des Maximums des von dem Nebel in der Blickrichtung zurückgeworfenen Lichtes herangezogen werden könnte.

Auf jeden Fall kann dieses Maximum aber erklärt werden durch die Reflexion an der Vorderseite der Nebeltröpfchen. Zwar: wenn man eine kleine, spiegelnde Kugel, deren Durchmesser klein ist gegen die Entfernungen von ihr, gleichmäßig mit parallelem Licht beleuchtet, so ist die Intensität des nach vorn reflektierten Lichtes nach allen Richtungen hin dieselbe, wie folgende Rechnung ergibt.

Auf die Kugel vom Radius r falle (Fig. 4) Licht mit gleichmäßiger Dichtigkeit von rechts nach links. Ich denke mir eine Ebene senkrecht zu den Strahlen und in dieser Ebene einen Ring vom inneren Radius ϱ um den Achsenstrahl. Die Fläche dieses Ringes ist $2\pi\varrho\,d\varrho$, und die durch ihn hindurchgehende Lichtmenge wegen deren gleichmäßigen Dichtigkeit $2\pi\varrho\,d\varrho$ Const. Diese Lichtmenge trifft auf der reflektierenden Kugel eine ringförmige Fläche von der Größe $2\pi r \sin\varphi\,.\,d\varphi$, wo φ der Winkel von r mit dem Achsenstrahl ist. Für alle nach vorn zurückgeworfenen Strahlen kann dann bei der Kleinheit von r angenommen werden, die zurückgeworfenen Strahlen gingen vom Mittelpunkte des Tropfens aus. Sie werden von letzterem unter dem Winkel $\vartheta = 2\varphi$ zurückgeworfen. Jener reflektierende Ring gibt dann einen Strahlenhohlkegel von einem Raumwinkel (Fläche auf Kugel vom Radius 1) gleich $2\pi \sin\vartheta\,d\vartheta = 4\pi \sin 2\varphi\,.\,d\varphi$. In die Einheit des Raumwinkels fällt also die reflektierte Lichtmenge

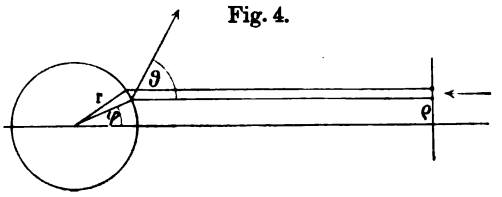


Fig. 4.

$$i = \frac{(2\pi\varrho\,d\varrho\,.\,\text{Const})}{(4\pi \sin 2\varphi\,.\,d\varphi)} = \frac{(\varrho\,d\varrho\ \text{Const})}{(2 \sin 2\varphi\,.\,d\varphi)}.$$

Aus $\varrho = r \sin\varphi$ folgt diese Lichtmenge pro Einheit des Raumwinkels gleich Const $(r^2)/4$, also unabhängig von φ und ϑ.

Eine kleine, reflektierende Kugel, wie ein Nebeltröpfchen es ist, wirft also nach vorn hin gleichmäßig parallel auftreffendes Licht nach allen Seiten hin mit derselben Intensität zurück. Eine Fläche, gleichmäßig mit solchen Kugeln bedeckt, würde daher ebenfalls paralleles Licht nach allen Richtungen gleichmäßig reflektieren. Beim reflektierenden Nebel haben wir aber Reflexion aus der Tiefe heraus und haben offenbar ganz analoge Bedingungen, wie sie bei der Emission für die Gültigkeit des Lambertschen Gesetzes maßgebend sind[1]): aus je größerer Tiefe des Nebels das Licht zurückkommt, um so mehr wird es durch Absorption in, und durch Reflexion und Beugung an den anderen Tröpfchen geschwächt sein. Daraus folgt dann sogleich, daß das senkrecht zum Beobachter aus dem Nebel herausreflektierte Licht ein Maximum der Intensität hat.

[1]) Vgl. z. B. die Ableitung in Helmholtz, Vorles. 6, 149.

Digitized by Google

Da dieses Maximum ein breites, flaches ist, und da der Nebel keineswegs nur in jener Richtung reflektiert, werden auch die Beugungsringe nur blaß gefärbt sein können, wie in der Tat beobachtet.

Die Beugungsringe um den Kopfschatten des Brockengespenstes kann man experimentell leicht nachahmen, indem man eine größere Fensterglasscheibe, am besten eine Spiegelglasscheibe, mit Lykopodiumpulver bestäubt, vertikal aufstellt und hinter sich eine intensive Lichtquelle (Bogenlampe) aufstellt. Die Beugungsringe um das Spiegelbild der Bogenlampe sind dann außerordentlich glänzend zu sehen, und umgeben den Kopfschatten, wenn dieser das Spiegelbild der Lichtquelle abblendet. Ein wesentlicher Unterschied dieser experimentellen Nachahmung gegenüber den Beugungsringen beim natürlichen Brockengespenst ist darin begründet, daß die von der Bogenlampe herrührenden Strahlen durchaus nicht parallel sind, wie es die Gesamtheit aller Sonnenstrahlen annähernd ist. Infolgedessen fällt nur dann der Mittelpunkt der Beugungsringe mit der Kopfschattenmitte zusammen, wenn der Kopf sich in den Normalen von Lichtquelle auf Glasscheibe befindet.

Nebenbei werde bemerkt, daß bei der vorstehenden experimentellen Darstellung der Beugungsringe um den Kopfschatten noch eine andere Interferenzerscheinung sehr schön, und bei großen Abständen von Lichtquelle und Glasscheibe, sowie bei geeigneter Stellung des Auges in riesigen Dimensionen beobachtet werden konnte. Diese andere Interferenzerscheinung trat nur dann deutlich auf, wenn die zu den Versuchen benutzte Scheibe eine solche aus Spiegelglas war, deren Vorderseite mit Lykopodiumsporen bestäubt war. Die außer den gewöhnlichen Beugungsringen alsdann noch erscheinenden Ringe umgeben nicht, wie jene, das Spiegelbild der Lichtquelle als Mittelpunkt; vielmehr geht einer von ihnen durch dieses hindurch. Die Lage und Gestalt der Ringe hängt ab von der Stellung des Auges zur Normalen von Lichtquelle auf Spiegel. Sie entstehen, worauf Kollege W. Feussner mich freundlichst aufmerksam machte, durch Interferenz der zwei an demselben Staubteilchen abgebeugten Lichtstrahlen; denn ein Strahlenbündel trifft ein Staubteilchen zum ersten Male beim Hinweg durch die Vorderfläche und zum zweiten Male bei der Rückkehr von der Hinterfläche nach der Reflexion. Siehe W. Feussner, Winkelmanns Handbuch der Physik 1894, Bd. III, 1, 621/622; Originalarbeiten: Lommel, Interferenz des gebeugten Lichtes, Erlangen 1875; K. Exner, Wiener Sitzber. 76, 522 (1878) und 90, 827 (1884).

Zusatz bei der Korrektur.

Eine experimentell sehr schöne Arbeit: „Zur Erklärung der ringförmigen Gegendämmerung“ von Joh. Kiessling[1]), die mit den behandelten Fragen zusammenhängt, habe ich während des Druckes des Vorstehenden dadurch gefunden, daß ich die Literatur auf die **Gegendämmerung** hin durchmusterte. Denn ich sagte mir, daß letztere, abends am östlichen, morgens am westlichen Himmel erscheinend, dieselbe Erklärung haben müsse wie das Intensitätsmaximum der von einer Nebelwolke senkrecht zurückgeworfenen Strahlen. Auf die prächtigen Erscheinungen, die Joh. Kiessling beschreibt, komme ich sogleich zurück. In bezug auf die Erklärung findet sich aber auch bei diesem vortrefflichen Forscher in der atmosphärischen Optik der Irrtum, ein auf einen Tropfen auffallendes Bündel paralleler Strahlen ergebe für diejenigen von der Hinterfläche reflektierten Strahlen ein Maximum der Wirksamkeit, d. h. die geringste Divergenz, welche das Zentrum

[1]) Joh. Kiessling, diese Zeitschr. 2, 70ff. (1885).

Digitized by Google

des Tropfens passierten (a. a. O. S. 71). Gerade das Gegenteil ist der Fall; diese Strahlen ergeben stärkste Divergenz, ein Minimum der Lichtmenge i pro Raumwinkeleinheit im reflektierten Lichte. Dies zeigt folgende Rechnung, die der obigen für das an der Vorderseite eines Tröpfchens reflektierte Licht (S. 23) ganz analog ist.

Die einfallende Lichtmenge $2\pi\varrho\, d\varrho$ Const, wie oben, gibt nach zweimaliger Brechung und Reflexion an der Rückseite einen Strahlenhohlkegel vom Raumwinkel $2\pi \sin\varepsilon . d\varepsilon$. Dabei hängt ε, der Winkel des zurückkehrenden Strahles mit dem Achsenstrahle, von ϱ nach denjenigen Formeln ab, welche für die primitive Regenbogentheorie nach Cartesius grundlegend sind. Bezeichnet man ϱ/r mit ξ, so wird:

$$\varepsilon = 4 \arcsin(\xi/n) - \arcsin\xi,$$

wo n der Brechungsquotient ist. Die gesuchte Lichtmenge i wird:

$$i = r^2 \frac{\xi\, d\xi}{\sin\varepsilon . d\varepsilon}.$$

Hierin ist ε durch ξ auszudrücken. Um das Verhalten von i in der Nähe der axialen Strahlen zu ermitteln, muß sein Wert für kleine Werte von ξ untersucht werden, was durch Reihenentwickelung und Abbrechen mit den quadratischen Gliedern geschehen kann. Als Resultat findet man:

$$i = r^2(1 + \tfrac{3}{8}\xi^2).$$

Für $\xi = 0$ ist i ein Minimum, d. h. diejenigen Strahlen, welche den Mittelpunkt des Tropfens passieren, geben ein Minimum der Lichtmenge pro Raumwinkeleinheit im reflektierten Lichte.

Besonders hervorzuheben ist aber, daß Joh. Kiessling an jener Stelle eine sehr schöne experimentelle Darstellung der farbigen Beugungsringe angibt, die durch Reflexion in Nebel entstehen: für ihn eine Nachahmung der ringförmigen Gegendämmerung, ebensogut aber auch eine solche der Beugungsringe um das Brockengespenst.

In demselben Bande dieser Zeitschrift fand ich dann endlich noch eine anscheinend unbeachtet gebliebene Abhandlung „Über die Divergenz des durch einen Wassertropfen gespiegelten und gebrochenen Lichtes“ von Friedr. Roth[1]), in welcher zu anderen Zwecken und in anderer Form, aber mit — wenigstens bezüglich unserer Fragen — denselben Resultaten ähnliche Berechnungen angestellt werden, wie ich sie oben auf S. 23 und soeben über diese Divergenz entwickelt habe.

Physikalisches Institut der Universität Marburg i. H., August 1907.

Kleinere Mitteilungen.

Der Überdruck über dem Alpengebiet. Diesen Sommer ließ ich mich zu einem Ballonaufstieg in Lausanne verleiten. Als wir hoch über dem See schwebten (etwa 1500 bis 2500 m) zeigte sich das Aneroid beschädigt und unbrauchbar, wir waren zur Höhenschätzung auf Visierung angewiesen und ließen außerdem zweimal je eine leere Limonadenflasche auf den See herunterfallen. Diese brauchte aber 50 bis 60 Sekunden! Der Luftwiderstand

[1]) F. Roth, diese Zeitschr. 2, 52 (1885).

Digitized by Google

zeigte sich so stark, daß alle üblichen Berechnungen (aus kleineren Höhenwürfen) nicht mehr zutreffen für solche Höhenbestimmung. Über Land ließen sich derartige Versuche nicht anstellen ohne Gefahr für die Landbewohner. Das Sinken des Ballons über dem See mußte durch fortgesetzten Sandauswurf — solange Vorrat — verhindert werden. Nun mußte ich mir sagen, wenn schon der gut erwärmte Genfer See eine so ausgesprochene Luftabkühlung und -senkung bewirkt, so muß der Kühleffekt auf stets kalten Gletschern und Schneefeldern der Alpen noch ungleich wirksamer sein und zwar je höher die Temperatur der Umgebung ist.

Bei einem Ballonaufstieg in Neuchâtel zeigte der Thermometer noch 22° C (Hygrometer 24 Proz.) in 3100 m (2680 ü. Seefl.) um 7 Uhr abends.

Das muß kräftige Luftzirkulation bewirken.

Derartige Betrachtungen veranlaßten mich schließlich, auch den ständigen Überdruck über dem Alpengebiet damit in Zusammenhang zu bringen.

Betrachtet man eine Reihe synoptischer Wetterkarten, so fällt bald auf, wie die Isobaren sich derart dem Alpenzuge anpassen, daß fast regelmäßig der höhere Druck auf den Alpen, der niedere Druck auf der Poebene lagert. Weiter erkennt man über dem Alpengebiet häufig lokalen Überdruck in Form von Ausbuchtungen (Nasen) oder Hochdruckinseln, welche das Bestreben zeigen, sich mit anrückenden, vorbei- und abziehenden Hochdruckgebieten zu verbinden. Depressionen werden auf ihrem Zuge häufig abgelenkt oder zerteilt und ausgefüllt.

Die Poebene dagegen und das warme Ligurische Meer (Genua-Korsika) haben die entgegengesetzte Tendenz: Niederdruckgebiete auszubilden, anzuziehen und festzuhalten.

Dadurch ergeben sich gelegentlich sehr starke Druckgefälle von den Alpen nach Oberitalien und der Riviera, wie die oft dichtgedrängten Isobaren daselbst auf den Wetterkarten zeigen.

Weiter sind durch Einströmen der feuchtwarmen Südwestdrift über den Golf von Genua, dann deren weitere Erwärmung über der stark erwärmten lombardischen Ebene und dem allmählichen Ansteigen über die Alpenkette alle Bedingungen zu einem fast ständigen Luftauftrieb mit ergiebigen Niederschlägen an den südwestlichen Berghängen gegeben. Das Niederdruckgebiet auf der Südseite der Alpen hätte somit nichts Befremdendes.

Anders verhält es sich mit der Erklärung des ständigen Überdrucks über dem Alpengebiet selbst. Zunächst wäre man geneigt, denselben als eine Rückwirkung der in der Höhe, über dem südlichen Niederdruckgebiet, abfließenden Luftschichten und deren Herabsenkung auf der Nordseite des Alpengebietes zu erklären.

Zwei Ballonaufstiege, welche diesen Sommer am Neuchâteler und Genfer See bei heißer ruhiger Witterung nachmittags zwischen 4 bis 6 Uhr stattfanden, endeten beide Male durch einen Abstieg im See. Beide Male wurde der Ballon sowohl in geringerer als größerer Höhe (500 bis 2500 m üb. d. See) nach der Seemitte gezogen und wie in einer Mulde bis zum Abend festgehalten, so daß er schließlich auf den See herab mußte. Mit der Abendkühle wehten noch allseitig die Bergwinde nach dem See und erschwerten die Bergung des Ballons ans Ufer. Während nachmittags am sonnigen Ufergelände die Luft an den Uferhängen langsam aufstieg, schien über dem See eine Luftschichtensenkung durch Abkühlung stattzufinden. Die naheliegende Vermutung, daß über Gebirgsseen an heißen Tagen eine typische vertikale Luftzirkulation eintritt, findet sich durch die sehr interessante Abhandlung von Herrn J. Schubert: „Über den täglichen Wärmegang im Paarsteiner See", bestätigt. Dieser lokale Luftauftrieb am Seeufer und Luftabtrieb auf dem See wird um so ausgesprochener sein, je steiler und sonniger das Ufergelände und je kühler die Temperatur der Seeoberfläche ist; der Luftabtrieb (Hochdruck) wird somit auf Gebirgsseen energischer sein, als auf Flachlandseen, und auch auf durchziehende Gewitter störend und auflösend wirken.

Aber noch viel ausgedehntere Hochdruckgebiete werden über den Hochalpen die weiten Gletschergebiete durch ständige Luftschichtenabkühlung und -senkung hervorrufen, ähnlich den kleinen Druckzentren über den Seen. Vergleicht man einige Jahrgänge der Schweizer Meteorolog. Annalen für die Gewitterzüge, so fällt wiederum auf, wie die eigentlichen gletscherbedeckten Alpengebiete nur selten Gewitter verzeichnen.

Ebenso weisen die Schweizer Regenkarten eigentümliche Verteilung der Niederschlagsgebiete auf. Im allgemeinen nimmt die Niederschlagshöhe mit der Seehöhe zu, Südwesthänge

Digitized by Google

erhalten dabei das Maximum. Der südwestliche Jura, die Gotthardsenkung und die Säntisgruppe zeigen die höchsten Beträge. Die weit herabreichenden Gletschergebiete zu beiden Seiten des Wallis erscheinen dagegen verhältnismäßig regenarm. Eine Übersicht über die ungeheuren Schneefälle in der Schweiz diesen Winter 1906/07 (von Herrn J. Maurer), auf dem Jura, Gotthardsattel und Säntis hebt als besondere Eigentümlichkeit hervor, daß im Hochgebirge, über 3000 m, auffällig geringe Schneedecken lagen.

Eingehende Beobachtungen an Gletscherstationen wie Montblanc, Jungfraubahn (Station: Eismeer) und Gornergrat (b. Zermatt) — wenigstens den Sommer über — könnten wertvolle Aufschlüsse liefern über Stärke, Ausdehnung und Wirkung der vermuteten ständigen Hochdrucklagen über Gletschergebieten, selbst für den Fall, daß ich den Einfluß derselben auf den ständigen Überdruck über den Alpen überschätzt hätte.

S. Blaise, 16. Oktober 1907. A. von Botzheim.

Hochdruck über dem Alpengebiet. Über die Neigung zu einer Steigerung des Luftdruckes über den Alpen habe ich mich schon vor mehr als 20 Jahren wie nachstehend geäußert[1]):

Wir haben sehr niedrigen Luftdruck im Süden über dem westlichen Mittelmeer und der Adria, und ein zweites Depressionsgebiet im Norden. Dazwischen liegt die Alpenkette und die Hochebene, am Nordfuße derselben. Es ist dies ein Gebiet, welches einen großen Teil des Jahres hindurch eine Schneedecke trägt, die noch andauert, wenn selbst im Norden der Schnee lange geschmolzen. Noch im Sommer sind die höheren Teile des Alpengebietes durch ewigen Schnee und Gletscher, durch Wasserreichtum und Wälder relativ kühle Gebiete. Die von den Depressionsgebieten im Süden und im Norden in der Höhe abfließenden Luftmassen werden daher über dem Alpengebiete am leichtesten wieder herabsinken und sich da anhäufen. Aus rein dynamischen Ursachen werden wir schon aus der Lage Mitteleuropas zwischen zwei Depressionsgebieten auf die Entstehung eines Maximalgebietes zwischen denselben schließen können. Denn die Luft, die über einem Depressionsgebiet aufsteigt, muß in der Umgebung desselben sich wieder herabsenken und den vertikalen Kreislauf derart vollenden, sonst ist die Fortexistenz des Depressionsgebietes selbst nicht gesichert.

Findet sich nun in der Nachbarschaft eines Depressionsgebietes eine Gegend, die eine negative Temperaturanomalie aufweist, so wird das Herabsinken der Luftmassen über dieser Gegend besonders begünstigt, und es wird sich über derselben ein lokales Barometermaximum einstellen.

Im Winterhalbjahre nun, wo ein Barometermaximum durch Wärmeausstrahlung bei heiterem Himmel und Luftruhe die Erkaltung ganz besonders begünstigt, müssen sich derart die dynamischen und die thermischen Ursachen eines Barometermaximums gegenseitig unterstützen und steigern. Der einmal eingeleitete Prozeß besitzt in seinen Konsequenzen die Tendenz zu seiner Forterhaltung und Steigerung. Es gilt dies von Barometermaximis ebenso wie von den Barometerminimis. Bei letzteren ist es die Kondensation des Wasserdampfes in den aufsteigenden Luftmassen, ebenfalls eine sekundäre Erscheinung, welche der Depression ihre Fortexistenz, ja Steigerung der Existenz sichert. Es ist ferner auch nicht zu übersehen, daß ein einmal eingeleiteter, große Luftmassen in Bewegung setzender Kreisprozeß überhaupt eine Tendenz zur Erhaltung hat, die im Falle des Aufhörens des anfänglichen Impulses doch noch so lange fortbestehen wird, bis das ganze allmählich angesammelte Bewegungsmoment aufgezehrt worden ist.

Auch über dem südlichen Norwegen stellt sich im Winter aus den gleichen Ursachen ein relatives Barometermaximum ein. Mohn hat dieses Maximum Buchan gegenüber verteidigt (siehe diese Zeitschr. 1891, S. 341, s. a. S. 337). J. Hann.

Über die Mondperiode der Bewölkung, von J. R. Sutton[2]), M. A. Diese Abhandlung enthält eine kritische Bearbeitung der Wolkenbeobachtungen, die zu Kenilworth (Kimberley) gemacht wurden; sie liefert uns einen Beitrag zu der jüngst von Otto Meissner unter dem Titel „Über die angebliche wolkenzerstreuende Kraft des Mondes“ in der Meteo-

[1]) Die Verteilung des Luftdruckes über Mittel- und Südeuropa, S. 44. Wien 1887.
[2]) South African Philosoph. Society. Meeting 31. July 1907.

Digitized by Google

rologischen Zeitschrift veröffentlichten Abhandlung. Meissner fand keine solche wolkenzerstreuende Kraft, sondern im Gegenteil zeigt sich zu Potsdam zur Zeit des Vollmondes eine größere Menge von Wolken als sonst. Dieses Ergebnis steht nicht in Übereinstimmung mit der Gewitterperiode, die in Europa ein Häufigkeitsmaximum gerade nach Neumond zeigt. Sutton glaubt auf alle Fälle, daß der größere Grad der Bewölkung zu Potsdam bei Vollmond wahrscheinlich ein Effekt der Tatsache ist, daß das Mondlicht die feinen Wolken beleuchtet und sie sichtbar macht, während sie ohne Mondlicht nicht gesehen werden. Aber diese Erklärung gibt nicht Aufschluß über alle Resultate von Meissner, z. B. erklärt sie nicht das interessante Minimum der Bewölkung, das in den drei Tagen vor Vollmond auftritt. Dieses Minimum ist auch in Kenilworth gefunden worden. John Henschel glaubte damit einen Beweis zu haben, daß hier eine Zerstreuungstendenz der Wolken unter dem Lichte des Vollmondes vorhanden ist, und bemerkt, daß dieselbe Tatsache den Lotsen und Matrosen von Spanisch-Amerika sehr gut bekannt ist. Nichtsdestoweniger ist es merkwürdig, daß die Beobachtungen zu Habana (Kuba), die sich über eine lange Zeitperiode erstrecken, diese Behauptung nicht bestätigen, während die Beobachtungen von Kenilworth dieselbe so zu geben scheinen. Nach den letzteren ist nach Sonnenuntergang zur Zeit des Vollmondes ein viel stärkeres Abnehmen der Bewölkung vorhanden als zu anderen Zeiten.

Die Gewitterkurve von Kenilworth zeigt ein markantes Minimum gerade vor Neumond und ausgesprochene Maxima im ersten und letzten Viertel.

Die Schlußfolgerung des Verfassers ist somit, daß, wenn auch diese Resultate nicht genügend den Mondeinfluß auf die Bewölkung beweisen, sie ebenso sicher auch nicht beweisen, daß er nicht vorhanden ist.

Einige Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen an den südindischen Höhenstationen. Das Erscheinen des siebenten Jahrganges 1906 des Annual Report of the Director Kodaikánal and Madras Observatories for 1906 (Madras 1907) hat mich veranlaßt, einige mittlere Ergebnisse der korrespondierenden meteorologischen Beobachtungen an diesem neuen südindischen Gipfelobservatorium und an dessen Fuß an der Station Peryakulam abzuleiten. Die Gelegenheit wurde aber auch dazu benutzt, die Ergebnisse der Beobachtungen an zwei anderen benachbarten Gipfelobservatorien, Agustia Pik und Dodabetta Pik, dem ersteren gegenüberzustellen und einige Resultate daraus abzuleiten.

Die Lage der Stationen ist:

Dodabetta Pik	11° 32′ NBr.	76° 50′ EL.	2633 m,
Kodaikánal-Observ.	10° 14′ NBr.	77° 30′ EL.	2343 m,
Agustia Pik.	8° 37′ NBr.	77° 10′ EL.	1890 m.

Dodabetta. Die Beobachtungsergebnisse sind entnommen der Publikation: Met. Observ. made at the Met. Bungalow on Dodabetta in the years 1848—1850. Madras 1852. Enthält die täglichen Beobachtungen um $9^a 40$ und $3^p 40$, und stündliche Beobachtungen an Termintagen. Die letzteren sind leider noch nicht berechnet worden, nur die Luftdruckaufzeichnungen habe ich selbst berechnet. Die Ergebnisse finden sich in meiner Abhandlung: „Untersuchungen über den täglichen Gang des Barometers". Die Lage des Beobachtungsortes war, wie mir H. Blanford mitteilte, sehr günstig, freie Gipfellage.

Eine Tabelle einiger Beobachtungsergebnisse habe ich schon im Jahrgang 1883 (Bd. 18, S. 176) dieser Zeitschrift mitgeteilt. Ich konnte damals für die Temperatur nur die Mittel der täglichen Extreme nehmen, die in diesen Breiten meist erheblich zu hoch sind, wie ich erst kürzlich nachweisen konnte.

Ich suchte jetzt zu wahren Temperaturmitteln zu gelangen auf zwei Wegen. Erstlich konnte ich nach den stündlichen Beobachtungen auf Agustia Pik [1]) die Korrektionen des Mittels $(9^a 40 + 3^p 40) : 2$ berechnen. Zweitens liegen für Kodaikánal die wahren Mittel vor und die Mittel der täglichen Extreme, so daß die Korrektionen der letzteren sich für diese Station ermitteln lassen. So gelangte ich zu zwei Reihen korrigierter Temperaturmittel für Dodabetta Pik, die zumeist recht gut übereinstimmen, so daß ich deren Mittel als wahre Temperaturmittel für letztere Station einsetzen konnte. Dieses Mittel ist um

[1]) J. Hann, Der tägliche Gang der Temperatur in der inneren Tropenzone. Wien, Denkschriften der k. Akademie 3, 78 (1905).

Digitized by Google

0.7° C niedriger als das bisher für Dodabetta angenommene, und stimmt jetzt sehr gut mit dem Mittel der beiden anderen Hochstationen Südindiens.

Agustia Pik, siehe diese Zeitschrift 1896, S. 405 und 1906, S. 138 und 278.

Kodaikánal-Observatorium. Eine Beschreibung und Ansicht dieses Observatoriums findet man in Monthly Weather Review 1906, S. 220 usw.

Die Temperaturen der Stationen Utakamand und Koimbatur habe ich der Abhandlung von Hermann von Schlagintweit: Numerical Elements of Indian Meteorology, Trans. R. Soc. 1868 entnommen.

Die von mir verwendeten Mittel der letztgenannten Basisstation für Dodabetta sind:

Koimbatur, 11° 1′ NBr., 76° 58′ EL. 452 m.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
23.1	24.9	26.2	27.6	27.2	25.0	24.8	25.1	25.3	24.4	23.4	22.9*	24.8

Ich will an die Tabellen keine weiteren Betrachtungen anknüpfen. Die Unterschiede in dem jährlichen Gange der Temperaturabnahme mit der Höhe Agustia-Trevandrum gegen die beiden anderen Gipfelstationen erklären sich aus der Lage gegen die vorherrschenden Winde. Die Leeseite hat stets die raschere Temperaturabnahme.

Die absoluten Temperaturextreme der sieben Jahre 1900/1906 sind:

Peryakulam	40.1° und	11.0°,	Differenz 29.1°
Kodaikánal	25.3° „	3.9°,	„ 21.4°

Das mittlere absolute Jahresminimum der Temperatur war zu Peryakulam 8.1, zu Kodaikánal — 4.0°, die absoluten Extreme waren 5.7° und — 7.5°. Im Freien über dem Boden sinkt in jedem Jahre die Temperatur beim Kodaikánal-Observatorium unter den Gefrierpunkt.

Der tägliche Gang der Sonnenscheindauer im Jahresmittel beim Kodaikánal-Observatorium ist im Mittel der Jahre 1901/1906 der folgende:

Mittlere Dauer des Sonnenscheins in den Stundenintervallen.

6/7	7/8	8/9	9/10	10/11	11/Mttg.	0/1	1/2	2/3	3/4	4/5	5/6	Mittel
0.13	0.54	0.66	0.67	0.67	0.61	0.54	0.46	0.39	0.34	0.24	0.09	5.34

Das mittlere Tagesmaximum des Niederschlages ist zu Peryakulam 78 mm, am Kodaikánal 90 mm. Das absolute Maximum war unten 133 mm, oben 145 mm.

Das Monatsmaximum des Regenfalles im Jahre fiel unten einmal auf den August, viermal auf den Oktober, je einmal auf November und Dezember, oben zweimal auf den August, einmal auf den September und viermal auf den Oktober.

In der Monsunregenzeit von Juni bis September fällt oben 3.5 mal mehr Regen als unten, von Oktober bis Mai 1.7 mal mehr.

Verhältnis der Niederschlagsmengen. Kodaikánal : Peryakulam.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1.57	2.32	1.26	1.66	1.23	3.61	4.47	2.81	3.29	1.58	1.50	2.33

Oktober bis Mai einschl. 1.68, Juni bis September 3.54, Jahr 1.97.

Durch gütige Vermittelung von Sir John Eliot erhielt ich von Herrn Walker, Generaldirektor der indischen Observatorien, die monatlichen Regenmengen von Agustia Peak, welche in den Indian Met. Memoires Vol. X nicht enthalten sind. Die folgende Tabelle enthält diese Daten in Millimeter verwandelt. Ich habe die mittleren korrespondierenden Regenmengen der Basisstation der Agustia Pik denen von Trevandrum beigegeben und die Verhältniszahlen berechnet.

Die Zunahme des Regenfalles mit der Höhe ist hier an den Küsten unter dem vollen Einflusse des SW-Monsuns viel größer als im Innern:

	Mittel	Juni/September
Kodaikánal : Peryakulam	1.97	3.54
Agustia : Trevandrum	3.03	4.49

Die Zunahme während des SW-Monsuns ist gleichfalls erheblich größer. Peryakulam liegt östlich von Kodaikánal, also etwas in Lee des Regenmonsuns, Trevandrum dagegen auf der Luvseite.

Digitized by Google

Niederschlag — Monats- und Jahresmenge zu

	Agustia Peak						Trevandrum	
	Jahr 1856	1857	1858	1859	1860	Mittel	1856—1860 Mittel	Verhältnis
Januar	155	233	213	154	42	159	11	—
Februar	84	21	59	89	47	60	9	—
März	77	53	91	197	9	85	44	1.93
April	168	123	120	518	11	188	171	1.10
Mai	844	1186	1540	208	115	779	403	1.93
Juni	726	858	475	1127	452	728	199	3.66
Juli	706	812	647	1186	579	786	166	4.73
August	598	796	250	554	578	555	119	4.88
September	210	315	574	344	644	417	99	4.21
Oktober	499	558	1369	557	297	656	297	2.21
November	395	279	490	598	217	396	113	3.24
Dezember	349	106	183	100	522	252	39	—
Jahr	4811	5340	6011	5632	3513	5061	1670	—
Trevandrum	1774	1636	1959	2096	891	1671	—	—
Verhältnis	2.71	3.27	3.07	2.69	3.94	3.03	3.03	—

Mittlere Temperaturen der südindischen Höhenstationen und einiger Basisstationen.

	Dodabetta Inland 11°23′ 76 44 2633	Utakamand Inland 11°24′ 76 43 2283	Kodaikánal Inland 10°14′ 77 30 2343	Agustia Küste 8°37′ 77 20 1890	Koimbatur Inland 11° 1′ 76 58 452	Peryakulam Inland 10° 9′ 77 33 286	Trevandrum Küste 8°30′ 76 59 59	Temperaturabnahme pro 100 m: Dodabetta Koimbatur Inland 2181	Kodaikánal Peryakulam Inland 2057	Agustia Trevandrum Küste 1831 Mittel	Zur kältesten Tagesstunde	Zur wärmsten Tagesstunde
Januar	9.3	(11.6)	11.8	12.1	23.1	24.3	24.7	0.64	0.61	0.69	0.54	0.77
Februar	9.8	(12.5)	12.9	13.5	24.9	26.1	25.5	.67	.64	.65	.55	.68
März	11.5	14.1	14.4	15.3	26.2	27.8	26.8	.69	.65	.63	.55	.65
April	12.2	15.6	15.4	16.4	27.6	29.2	27.1	.68	.67	.58	.53	.60
Mai	13.4	16.0	15.8	15.2	27.2	28.8	26.7	.65	.63	.63	.49	.62
Juni	10.9	14.4	14.4	14.8	25.0	27.8	25.3	.64	.65	.57	.49	.65
Juli	10.8	13.2	13.6	14.3	24.8	27.3	24.8	.65	.67	.57*	.49	.66
August	10.8	13.4	13.7	14.3	25.1	27.4	24.8	.66	.67	.57	.49	.62
September	10.3	13.6	13.6	14.2	25.3	27.1	25.0	.66	.66	.59	.52	.62
Oktober	10.7	13.3	13.1	14.3	24.4	26.1	24.9	.64	.63	.58	.51	.63
November	10.2	12.2	12.3	13.8	23.4	24.9	25.0	.61	.61	.61	.52	.73
Dezember	9.6	11.7	11.9	12.5	22.9	23.8	24.7	.61*	.58*	.67	.54	.78
Jahr	10.8	13.5	13.6	14.2	25.0	26.7	25.4	.65	.64	.61	.52	.67

Mittlere Windrichtung.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Peryakulam	ESE	ESE	ESE	ESE	S	SSW	SSW	SW	SSW	SSE	SSE	E	(SSE)
Kodaikánal	ENE	ENE	E	E	NNE	NW	NW	NNW	NNW	NNE	NNE	NE	(WSW)
Azimut.													
Peryakulam	106	104	103	111	180	201	213	217	193	148	150	91	—
Kodaikánal	65	71	87	82	27	316	316	331	335	22	33	50	—

	Dodabetta Pik, 11°32′ NBr., 76°50′ EL. 2633 m (1848—50)								Peryakulam	Kodaikanal		
	Temperatur								Windgeschwindigkeit			Sonnenscheindauer in Stunden 1901—06
	Luftdruck Mittel	Mittel korr.	Mittlere tägliche Extreme Min.	Max.	Tägl. Schwkg.	Regen- Menge	Tage	Mittlere Windrichtung	Stärke	engl. M. p. St. 1900—06	mps 1900—06	
Januar	561.2	9.3	6.4	13.7	7.3	44	7.0	ENE	0.10	2.0	12.8	5.7	214
Februar	61.6	9.8	7.0	15.2	8.2	22	2.7	E	0.36	2.4	11.4	5.1	209
März	61.7	11.5	8.0	17.4	9.4	29	3.0	E	0.52	2.5	12.6	5.6	247
April	60.9	12.2	9.8	17.0	7.2	147	16.7	ENE	0.36	2.5	11.4	5.1	205
Mai	60.3	13.4	10.9	17.3	6.4	160	15.0	NE	0.40	2.8	10.4	4.6	195
Juni	58.8	10.9	8.9	13.4	4.5	176	26.3	W	4.53	4.0	16.3	7.3	133
Juli	58.8	10.8	8.8	13.1	4.3	297	27.3	WNW	3.40	3.9	18.4	8.2	110
August	60.2	10.8	8.9	13.7	4.8	317	26.7	WNW	2.70	3.5	13.2	5.9	121
September	60.5	10.3	8.5	13.1	4.6	303	25.9	NW	2.23	3.1	12.7	5.7	115
Oktober	61.5	10.7	8.8	13.9	5.1	228	22.3	SSE	0.20	2.0	11.1	5.0	133
November	61.8	10.2	7.8	13.3	5.5	212	17.0	ENE	0.44	1.7*	11.1*	5.0*	126
Dezember	62.2	9.6	6.9	13.5	6.6	79	9.0	E	0.24	1.8	12.5	5.6	174
Jahr	60.8	10.8	8.4	14.6[1])	6.2	2014	198.9	—	1.29	2.7	12.8	5.7	1982

[1]) Absolute Extreme 3.4° und 20.3°, absolute Schwankung 16.9°.

Digitized by Google

Agustia Peak, 8°37′ NB., 77°10′ EL. 1890 m.

	Luftdruck	Temperatur Mittel	Kälteste Stunde	Wärmste Stunde	Tägliche Schwankung	Mittlere Monats- und Jahresextreme		Schwankung	Feuchtigkeit mm	Feuchtigkeit Proz.	Bewölkung	Regenmenge 1856—60
Januar . .	612.2	12.1	10.4	13.9	3.5	7.7	17.4	9.7	9.9	92	7.4	159
Februar . .	12.6	13.5	11.0	17.0	6.0	8.1	20.2	12.1	9.6	83	5.4	60
März . . .	12.7	15.3	13.0	18.6	5.6	10.2	22.5	12.3	11.5	88	6.7	85
April . . .	12.2	16.4	14.2	19.3	5.1	12.1	24.2	12.1	12.6	91	7.3	188
Mai	10.6	15.2	14.4	16.4	2.0	12.2	23.5	11.3	12.5	97	9.3	779
Juni	10.3	14.8	14.0	15.8	1.8	11.4	19.6	8.2	12.3	99	9.2	728
Juli	10.5	14.3	13.8	15.2	1.4	11.8	17.9	6.1	12.1	99	9.6	786
August . .	11.3	14.3	13.5	15.5	2.0	11.7	19.6	7.9	11.8	98	9.1	555
September .	12.1	14.2	13.0	15.6	2.6	10.8	20.1	9.3	11.7	96	8.2	417
Oktober . .	12.5	14.3	12.8	15.5	2.7	10.0	19.7	9.7	11.6	96	8.4	656
November .	12.7	13.8	12.4	15.0	2.8	9.8	18.0	8.2	11.3	97	8.7	396
Dezember .	12.6	12.5	10.7	13.7	3.0	6.4	16.8	10.4	10.0	95	7.8	252
Jahr	611.86	14.2	12.8	16.2	3.4	6.4	25.2[1])	18.8	11.4	96	8.1	5061

Mittlere Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Kodaikánal in den Jahren 1900—1906, 10° 14′ NBr., 77° 30′ E. v. Gr. 2343 m.

	Luftdruck Mittel	Luftdruck Schwkg.	Temperatur Mittel	Mittlere tägliche Extreme		Differenz	Mittl. Monats- und Jahres-Extreme		Mittl. Min. über den Rasen	Feuchtigkeit Abs.	Feuchtigkeit Rel.	Bewölkung	Niederschlags- Menge	Niederschlags- Tage
Januar .	580.4	4.5	11.8	17.2	8.3	8.9	21.2	5.3	3.6	6.9	67	3.6	78	4.6
Februar.	80.4	4.5	12.9	18.7	9.1	9.6	21.6	6.9	3.9	7.1	63	3.8	46	3.0
März . .	80.6	4.4	14.4	20.4	10.5	9.9	23.0	8.1	5.3	6.7	55	3.1	49	3.1
April . .	80.1	4.3	15.4	20.9	12.1	8.8	23.7	10.9	7.5	8.8	67	4.8	108	8.0
Mai . .	79.4	4.7	15.8	20.7	12.8	7.9	23.5	10.7	9.4	9.8	73	5.6	144	12.9
Juni . .	78.4	4.9	14.4	18.4	12.1	6.3	21.7	10.4	9.7	10.6	78	7.3	94	10.7
Juli . .	77.9	4.6	13.6	17.1	11.5	5.6	19.8	10.2	9.4	9.6	83	7.7	126	12.6
August .	78.4	4.8	13.7	17.5	11.4	6.1	19.6	9.9	9.0	9.9	84	7.3	176	13.3
Septemb.	79.0	4.6	13.6	17.3	11.3	6.0	19.7	9.9	9.0	9.8	84	7.0	192	14.1
Oktober.	79.4	5.2	13.1	17.1	10.7	6.4	19.7	8.0	8.1	9.5	84	6.5	275	16.9
Novemb.	80.0	4.1	12.3	16.4	9.6	6.8	19.5	6.3	6.7	9.0	82	6.3	176	13.0
Dezemb.	79.9	4.8	11.9	16.5	8.8	7.7	20.3	5.8	5.2	7.4	71	4.8	159	8.7
Jahr . .	579.5	8.2	13.6	18.2	10.7	7.5	24.2	4.8	7.2	8.8	74	5.7	1623	120.9

Peryakulam (1900—1906) 10° 9′ NBr., 77° 33′ E. v. Gr. 286 m.

Januar .	737.2	7.5	24.3	30.8	18.2	12.6	33.4	14.1	15.4	14.7	65	3.6	50	2.7
Februar.	36.9	8.0	26.1	33.4	19.2	14.2	35.9	14.7	15.8	14.5	58	3.0	20	1.3
März . .	36.0	8.1	27.8	35.6	20.5	15.1	37.7	16.1	16.9	15.1	55	2.3	39	2.7
April . .	34.1	7.8	29.2	36.8	22.9	13.9	39.1	20.1	20.5	17.3	59	3.9	63	4.9
Mai . .	33.1	7.2	28.8	36.3	23.1	13.2	39.2	20.3	21.2	18.4	63	4.4	117	8.1
Juni . .	32.6	6.5	27.8	34.4	22.6	11.8	37.7	20.1	20.1	17.0	61	6.1	26	3.4
Juli . .	32.4	6.6	27.3	34.1	22.2	11.9	37.1	19.8	19.8	16.3	60	6.4	28	3.0
August .	33.0	6.7	27.4	34.5	22.0	12.5	37.1	19.8	20.1	16.5	61	5.6	63	3.4
Septemb.	33.5	6.8	27.1	34.0	22.1	11.9	36.9	19.8	19.9	17.0	65	5.8	58	5.3
Oktober.	34.5	7.3	26.1	31.8	21.8	10.0	35.6	18.8	19.9	18.1	72	5.7	173	13.0
Novemb.	36.3	6.5	24.9	30.1	21.0	9.1	32.5	17.1	18.8	17.3	74	5.7	117	8.0
Dezemb.	36.8	7.2	23.8	29.6	19.0	10.6	31.8	14.4	16.2	15.5	71	5.0	64	3.9
Jahr . .	734.7	13.4	26.7	33.4	21.2	12.2	39.4	13.4	18.7	16.5	64	4.8	818	59.7

Wie zuerst Colonel Sykes gezeigt hat, liegt an der Malabarküste die Höhenzone größten Regenfalles in etwa 1400 m, also unterhalb unserer Gipfelstationen; ähnlich verhält es sich ja auch auf der Südseite des Himalaja und in den Khassiabergen, wo in Cherrapunjee, 1300 m, der größte bekannte Regenfall auf der Erde angetroffen wird.

In dem trockenen Jahre 1860, einem Hungerjahre in Indien, war die Zunahme des Regenfalles mit der Höhe am größten, 3.9. Der größten Monatssumme auf dem Agustia Pik Mai 1858 mit 1540 mm entspricht auch die größte Monatsregenmenge in Trevandrum mit 970 mm, Verhältnis 1.6 bloß.

Die Ergebnisse meiner Berechnung des täglichen Ganges der Windstärke am Kodaikánal-Observatorium werde ich an einer anderen Stelle veröffentlichen.

J. Hann.

[1]) Absolute Extreme 5.4° und 26.4°, absolute Schwankung 21.0°.

Digitized by Google

Niederschlag, Abfluß und Verdunstung auf den Landflächen der Erde. Im Jahre 1887 bestimmte John Murray die gesamte im Laufe eines Jahres auf der festen Erdoberfläche fallende Niederschlagsmenge und gab eine Zusammenstellung der Niederschlags- und Abflußmengen für 33 Flüsse, aus denen er den mittleren Abflußfaktor der Erde zu 22 Proz. ermittelte. Auf Grund dieser Daten habe ich 1887 in meinem in dieser Zeitschrift [1]) erschienenen Referat die Verdunstung auf der Erdoberfläche abgeleitet und 1905 die Bilanz des Kreislaufs des Wassers auf der Erde aufgestellt [2]). Murrays Zahlen waren an der Hand der Regenkarte der Erde von Loomis gewonnen. Diese Karte ist heute von der Regenkarte von Supan [3]) überholt. Es lag daher nahe, jene von Murray ausgeführte Zusammenstellung auf Grund des neuen Materials zu wiederholen und zu berichtigen. Das ist 1906 durch Richard Fritzsche [4]) in seiner Hallenser Dissertation über „Niederschlag, Abfluß und Verdunstung auf den Landflächen der Erde" und unabhängig von Fritzsche 1907 durch Fritz von Kerner in seiner „Revision der zonaren Niederschlagsverteilung" geschehen [5]). Schon 1904 hatte J. Bezdek in einem Aufsatz über die Verteilung des Niederschlages nach den geographischen Breiten [6]) Ähnliches versucht.

Die Resultate von Bezdek sind, wie Fritzsche ausführt, nicht entsprechend, da seine Methode unzureichend ist: er konstruierte für jeden zehnten Parallel ein Regenprofil und bestimmte hierauf durch Planimetrierung dieses Profils die mittlere Niederschlagsmenge des betreffenden Parallels. So weit ist alles richtig. Allein nun nahm er das Mittel aus den mittleren Niederschlagsmengen zweier benachbarten Regenprofile als mittleren Niederschlag der von ihnen eingeschlossenen Breitenzone an und das ist unzulässig, wie Fritzsche nachweist.

Auch von Kerner konstruierte Regenprofile; doch führte er die Konstruktion von 5° zu 5° Breite aus. Die erhaltenen Werte benutzte er aber nicht, um die mittlere Niederschlagsmenge der zwischenliegenden Zonen zu berechnen. Er begnügt sich damit, Mittel für die Kontinente zu bilden. Dabei dehnte er seine Untersuchungen auf die Jahreszeiten aus.

Fritzsche verfuhr ähnlich wie Murray. Er zeichnete die Isohyeten der Jahreskarte von Supan auf Erdteilkarten in flächentreuer Projektion um und bestimmte hierauf die mittlere Niederschlagsmenge der einzelnen Breitenzonen sowie der einzelnen Flußgebiete der Erdteile, wobei er sich zur Mittelbildung der graphischen Methode bediente, also eine Kurve analog der hypsographischen Kurve konstruierte. Zugleich bestimmt er an der Hand der Abflußmengen von 52 Flüssen (gegen 33 bei Murray) den Abflußfaktor für die Breitenzonen und dann nach der von mir 1887 eingeschlagenen Methode die Verdunstung als Differenz zwischen der Höhe des mittleren Niederschlages und derjenigen des mittleren (auf das Einzugsgebiet des Flusses verteilt gedachten) Abflusses.

Ich gebe hier einen Auszug aus Fritzsches Tabellen und zwar ähnlich demjenigen, den ich 1887 aus denen von Murray gab.

Regenfall auf der Erde.

I. Nach Kontinenten (ohne Inseln).

Gebiet	Areal in 1000 qkm	Regenhöhe mm	Totale Regenmenge cbkm
Europa . . .	9 689	595	5 762
Afrika	29 221	807	23 568
Asien	41 780	607	25 360
Australien . .	7 630	475	3 627
Nordamerika .	20 378	631	12 868
Südamerika .	17 732	1424	25 189

II. Nach Einzugsgebieten der Ozeane.

Gebiet	Areal in 1000 qkm	Regenhöhe mm	Totale Regenmenge cbkm
Atlantischer Ozean .	37 380	1247	46 599
Mittelmeer usw. . . .	7 180	675	4 844
Stiller Ozean	15 788	853	13 465
Indischer Ozean . . .	19 588	1277	25 016
Nördl. } Polarmeer .	22 780	322	7 325
Südl. } Polarmeer .	14 000	300	4 200
Peripherische Gebiete	116 716	869	101 449
Abflußlose Gebiete .	31 980	328	10 493
Gesamtes Festland . .	148 696	753	111 942

[1]) Lit.-Ber. 1887, S. 63.
[2]) Geographische Zeitschrift 1905, S. 436.
[3]) Ergänzungsheft 124 zu Petermanns Mitteilungen.
[4]) Zeitschr. f. Gewässerkunde VII, Heft 6 (1906), S. 321 bis 370. Berichtigung ebenda VIII, S. 74.
[5]) Mitteilungen der k. k. Geogr. Gesellschaft in Wien 1907, S. 139 bis 164.
[6]) Bull. de la Soc. hongroise de Géogr. 1904, p. 283.

Digitized by Google

III. Nach Breitenzonen.

Breite	Areal in 1000 qkm	Niederschlagshöhe mm	Abfluß mm	Verdunstung mm	Abflußfaktor Pros.
70—80	3 343	259	—	—	—
60—70	13 491	348	—	—	—
50—60	14 583	504	146	358	28.9
40—50	16 484	508	177	331	34.9
30—40	15 578	522	147	375	28.2
20—30	15 108	786	289	497	36.8
10—20	11 232	947	153	794	16.1
0—10	10 046	1716	577	1188	32.7
0—10 S	10 314	1812			
10—20	9 387	1100	197	903	17.9
20—30	9 285	638	224	414	35.1
30—40	4 167	573	62	511	10.9
40—50	991	870	—	—	—
50—60	186	1021	—	—	—

Die Zahlen sind durchweg kleiner als die von Murray, was zu einem Teil auf die nicht einwandfreie Methode der Mittelbildung bei den letzteren zurückzuführen ist.

Fritzsche benutzt seine Zahlen, um eine Bilanz des Kreislaufs des Wassers aufzustellen. Die Werte weichen nur wenig von den von mir 1905 berechneten ab. Fritzsche stützt sich dabei auf den von mir gegebenen Nachweis, daß die gesamte Wasserzufuhr durch die Flüsse zum Ozean ganz streng die Differenz zwischen der Wasserdampfmenge darstellt, die vom Meer auf das Land, und derjenigen, die vom Land auf das Meer übertritt. Die Jahresbilanz des Kreislaufs des Wassers auf der Erde wird dann durch die beiden Gleichungen dargestellt:

Regenmenge auf dem Meer = Verdunstung vom Meer — Wassermenge der Flüsse.

Regenmenge auf dem Land = Verdunstung vom Land + Wassermenge der Flüsse.

Alle Größen sind dabei in Raummaß auszudrücken und beziehen sich auf die Jahresmengen. Die Regenmenge auf dem Land hat Fritzsche auf Grund der Supanschen Karte neu bestimmt, die Wasserführung der Flüsse desgleichen neu abgeleitet. Für die Verdunstung vom Meeresspiegel nimmt er die von mir (a. a. O.) mit ausführlicher Begründung abgeleiteten Zahlen und kommt so zu folgender Bilanz. Hierbei sind die Areale auf Millionen Quadratkilometer, die Wassermengen auf 10 cbkm und die entsprechenden Niederschlags-, Abfluß- und Verdunstungshöhen auf ganze Centimeter abgerundet.

	Nach Fritzsche			Abweichung gegen Brückner		
	cbkm	cm	Pros.	cbkm	cm	Pros.
A. Ganze Erde (510 000 000 qkm).						
Verdunstung vom Meer	384 000	75	82	± 0	± 0	+ 2
Verdunstung vom Land	81 300	16	18	— 15 700	— 3	— 2
Gesamter Regenfall der Erde	465 300	91	100	— 15 700	— 3	± 0
B. Weltmeer (361 000 000 qkm).						
Verdunstumg vom Meer	384 000	106	100	± 0	+ 1	± 0
Auf das Land übertretender Wasserdampf	30 640	8	8	+ 5 640	+ 1	+ 1
Regenfall auf dem Weltmeer	353 360	98	92	— 5 640	± 0	— 1
C. Peripherische Landflächen (117 000 000 qkm).						
Wasserdampfzufuhr vom Meer	30 640	26	43	+ 5 640	+ 4	+ 14
Verdunstung vom peripherischen Land	70 810	61	100	— 16 190	— 15	± 0
Regenfall auf peripherischem Land	101 450	87	143	— 10 550	— 11	+ 14
D. Abflußlose Gebiete (32 000 000 qkm).						
Verdunstung vom abflußlosen Gebiet	10 490	33	100	+ 490	± 0	± 0
Regenfall auf abflußlosem Gebiet	10 490	33	100	+ 490	± 0	± 0

Die Tabelle zeigt, daß etwa $^1/_5$ bis $^1/_6$ des jährlich auf der gesamten Erde niederfallenden Regens der Verdunstung von den Landflächen entstammt. Der Ozean ist also nicht allein der Spender der Feuchtigkeit, für den er früher meist ausschließlich galt. Das Verhältnis der Verdunstungsmenge der Landflächen zu der auf den Meeren ist annähernd 2:9 (Brückner fand 2:8), während sich die Flächen verhalten wie 2:5. Die jährliche Verdunstungshöhe des Festlandes beträgt 55 cm, und zwar 61 cm auf den peripherischen und 33 cm auf den abflußlosen Gebieten.

Digitized by Google

Nach dem Verhältnis zwischen Niederschlag und Abfluß habe ich 1905 auf der Erde drei große Gebiete unterschieden, die sich gänzlich verschieden verhalten, was nun durch Fritzsche bestätigt wird, nämlich das Weltmeer, die peripherischen und die abflußlosen Gebiete der Landflächen.

I. Das Weltmeer. Hier übersteigt die Verdunstung die Niederschlagsmenge, und zwar um den Betrag der jährlichen Wasserführung der Flüsse. Aber diese Abgabe von Wasserdampf beträgt nur 8 Proz. der gesamten Verdunstung, während 92 Proz. der auf dem Ozean verdunstenden Wassermenge auf dem Weltmeer wieder als Regen fallen und damit den kleinen Kreislauf des Wassers schließen.

II. Die peripherischen Landflächen. Auf diesen ist die Verdunstung erheblich kleiner als die Niederschlagsmenge, da kein unbegrenzter Wasservorrat zur Verfügung steht. Der Niederschlag beträgt 143 Proz., also fast das $1^1/_2$fache der Verdunstung. Es findet ein steter Übertritt von Wasserdampf vom Meere auf das Festland statt, dessen Betrag dem Meere durch die Wassermenge der Flüsse wieder zugeführt wird. Etwa 70 Proz. der auf peripherischem Gebiet fallenden Niederschlagsmenge entstammen nicht der Verdunstung vom Meere, sondern der von den Landflächen selbst.

III. Die abflußlosen Gebiete sind aus dem allgemeinen Kreislauf des Wassers gleichsam ausgeschaltet. Der gesamte auf ihnen fallende Niederschlag gelangt durch Verdunsten wieder in die Atmosphäre zurück. Empfangen sie auch aus benachbarten Gebieten Zufuhr von Wasserdampf, so wird doch die gleiche Menge auch in Dampfform wieder den benachbarten Gebieten abgegeben.

Kerner hat seine Untersuchung, wie wir schon erwähnten, mit Hilfe von Regenprofilen geführt. Seine Ergebnisse, die für die einzelnen Parallelkreise gelten, sind daher nicht genau mit denen von Fritzsche zu vergleichen, welche für Zonen gelten. Wichtig ist jedoch Kerners Untersuchung, weil er die Mittel für die Parallelkreise nicht nur für die ganze Erde, sondern auch getrennt 1. für die Neue Welt, 2. für die Westhälfte und 3. für die Osthälfte der Alten Welt bildet und auch auf die Jahreszeiten eingeht. Auch aus seinen reichen und vielseitigen Tabellen können wir hier nur einen Auszug geben.

Mittlere Niederschlagsverhältnisse der Parallelkreise auf den Landflächen der Erde.

Breite φ	Jahresmengen (mm)				Jahresperiode (Prozente der Jahressumme)			
	Ganze Erde	Amerika	Alte Welt		Dez. bis Febr.	März bis Mai	Juni bis Aug.	Sept. bis Nov.
			W-Hälfte	O-Hälfte				
70° N.	210	159	595	211	16	16	47	21
65	317	270	438	311	14	18	40	28
60	440	493	557	352	15	18	40	27
55	516	552	639	420	14	19	41	26
50	484	650	560	298	15	20	39	26
45	524	737	695	259	19	23	34	24
40	457	655	544	286	21	26	28	24
35	557	871	344	463	25	26	27	22
30	510	829	127	704	19	24	36	21
25	632	647	125	1205	9	16	48	27
20	524	980	158	1220	8	14	42	36
15	1001	1438	773	1561	5	11	47	37
10	1320	1432	1254	1607	5	20	42	33
5	1649	1690	1474	2500	12	29	30	29
0	1933	2235	1426	2500	25	30	18	27
5 S	1780	1862	1333	2500	33	32	14	21
10	1510	1618	1272	1900	36	36	5	23
15	1102	1050	1183	1054	40	33	4	23
20	787	1244	618	452	40	33	7	20
25	574	1173	520	250	36	27	15	22
30	515	963	454	290	28	26	22	24
35	592	461	625	723	25	26	23	26
40	500	415	—	1031	27	27	26	20
45	933	724	—	1375	25	24	25	26
50	793	793	—	—	23	25	27	25

Prägnant tritt der Gegensatz zwischen der Osthälfte der Alten Welt (Kolonne 4) mit ihren heftigen Monsunregen in subtropischen Breiten und der Westhälfte (Kolonne 5) mit ihrer Regenarmut in diesen Breiten hervor. Von 40° nordwärts ist dagegen die Westhälfte weit regenreicher als die Osthälfte. Die letzten 4 Kolonnen geben in Jahreszeitenmitteln,

Digitized by Google

die in Prozenten der Jahressumme ausgedrückt sind, die mittlere Jahresperiode des Niederschlages für den betreffenden Parallel, d. h. für das auf dem Lande gelegene Stück desselben. Sommerregen dominieren außerordentlich. Die Winterregen der Westhälfte der Kontinente in den subtropischen Breiten können im Mittel für die Länder des betreffenden Parallels sich doch nur in einer Hebung der Regensumme des Winters äußern, die aber die Summe der Sommerregen nicht erreicht.

Für die Erdteile erhält Kerner folgende Werte für das Jahr:

Europa (mit Kleinasien und Armenien)	562 mm
Afrika (mit Arabien)	766 „
Asien (ohne die obengenannten Gebiete)	541 „
Australien	437 „
Nordamerika	646 „
Südamerika	1609 „

Die zum Teil sehr bedeutenden Abweichungen von Fritzsches Werten erklären sich durch die andere für die Bestimmung des mittleren Regenfalls auf Flächen weniger geeignete Methode Kerners und durch die andere Begrenzung der Erdteile. Fritzsches Werte für die Kontinente, die als Mittel aus je vier unabhängigen, übrigens voneinander nur wenig abweichenden Bestimmungen gewonnen wurden, dürften jedenfalls den Vorzug verdienen. Ed. Brückner.

Oktoberwärme 1907 auf der Nordseite der Ostalpen. Die hohe Temperatur des Oktober 1907 auf der Nordseite der Ostalpen unter dem Einflusse fast ständiger SE- und S-Winde verdient eine besondere Hervorhebung als eine bemerkenswerte Witterungsanomalie. Ich will hier nun einige Beobachtungsergebnisse der Stationen Salzburg, Ischl und Kremsmünster anführen.

Temperatur im Oktober 1907.

	7^h	2^h	9^h	Mittel	Abweichung	Max. aus den Terminbeob.	Min.
Salzburg	9.6	15.7	11.2	11.9	+ 3.4	22.1	5.0°
Ischl	10.6	17.0	11.8	12.8	+ 4.2	24.5	5.8
Kremsmünster	8.9	16.1	11.9	12.2	+ 3.8	23.1	5.2

Im Oktober 1905 hatte Salzburg 3.9°, Ischl 3.7°, Kremsmünster 4.5°! Salzburg und Ischl waren 8.5° kälter als 1907.

Der wärmste Tag in Ischl hatte 19.7° (17. Oktober). Die Temperaturen am 6. und 7. Oktober waren:

	6. Oktober			7. Oktober		
	7^h	2^h	9^h	7^h	2^h	9^h
Temperatur	8.4	20.0	21.5	22.2	22.6	14.4°
Wind	NE 1	SE 3	SE 8	SE 6	SE 3	NW 1
Relative Feuchtigkeit	93	34	34	37	41	74 Proz.

Am 14. abends 9^h bei SE 6 war die Temperatur 19.4°, die Feuchtigkeit 43 Proz.; das absolute Maximum war 25.3° (2^h 23.0°) am 20. bei SE 2 und 35 Proz. Feuchtigkeit. Auch am 9. Oktober war die Temperatur 24.5° (abs. Maximum 25.0°) bei SE 3 und 35 Proz. Im ganzen Monat Oktober herrschte Föhnwitterung.

In Kremsmünster war das absolute Maximum 24.1° am 20., 2^h 21.0° bei WNW 1 und 70 Proz.

Die Temperaturen am 16. und 17. Oktober in Kremsmünster waren:

	16. Oktober			17. Oktober		
	7^h	2^h	9^h	7^h	2^h	9^h
Temperatur	9.3	16.0	19.0	18.0	23.1	14.8°
Wind	W 1	ENE 1	SSE 5	E 3	S 3	W 2
Relative Feuchtigkeit	91	80	49	57	53	96 Proz.

Hier entfernter vom Gebirge trat der Föhn schon abgeschwächt auf.

In Salzburg finden wir:

	15. Oktober			16. Oktober			17. Oktober		
	7^h	2^h	9^h	7^h	2^h	9^h	7^h	2^h	9^h
Temperatur	14.5	21.0	10.5	7.5	18.4	19.6	15.2	17.0	11.9°
Relative Feuchtigkeit	42	27	78	92	40	31	61	59	90 Proz.
Wind	S 3	NW 5	NW 5	O	NW 5	NW 5	O	S 2	SE 5

Die Windrichtungen sind hier sehr kurios, gerade die entgegengesetzten von denen, welche wirklich anderswo geherrscht haben und stimmen gar nicht mit Temperatur und Feuchtigkeit. J. H.

Digitized by Google

Resultate der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1906 am Observatorium erster Ordnung zu Curityba (Staat Paraná). Brasilianische Staats-Telegraphenverwaltung (Repartição Geral dos Telegraphos).

Meteorologisches Observatorium zu Curityba, Staat Paraná, Brasilien.
Seehöhe 908 m, 25° 25′ 50″ SBr., 49° 16′ W. v. Gr.
(Registrierapparat „Theorell" mit 96 täglichen Aufzeichnungen.)

	Luftdruck, auf Null reduziert			Temperatur, Zentigrad im Schatten									Mittlere interdiurne Veränderlichkeit	
				96 Aufzeichnungen tägl.				Extrem-Thermometer						
		Mittl. tägl. unperiod.		Mittlere tägliche				Mittlere tägliche			Absolute			
	Mittel	Ampl.	Absol. Diff.	Mittel	Max.	Min.	Ampl.	Max.	Min.	Ampl.	Max.	Min.	Mittel	Absol. Max.
Januar . .	684.60	2.79	10.9	19.6	25.4	15.8	9.6	26.9	15.3	11.6	31.0	10.7	0.64	— 2.2
Februar . .	86.16	2.74	11.2	19.3	24.1	15.9	8.2	25.3	15.4	9.9	31.3	11.9	1.18	— 4.7
März . . .	86.56	2.64	9.5	18.3	23.8	14.2	9.6	24.6	13.7	10.9	30.5	6.8	0.88	— 3.3
April . . .	87.34	2.97	13.4	16.6	22.4	12.3	10.1	23.3	11.7	11.6	29.5	0.6	1.63	— 5.9
Mai	88.73	2.93	11.7	15.4	21.6	10.0	11.6	22.3	9.4	12.9	25.4	2.0	1.25	— 6.2
Juni	88.40	3.08	13.2	13.3	18.2	8.6	9.6	18.9	7.9	11.0	23.7	— 1.9	2.19	— 9.0
Juli	90.52	2.64	11.4	12.8	19.0	7.5	11.5	19.7	6.7	13.0	23.7	— 0.2	1.27	— 5.0
August . .	88.39	3.02	9.8	14.6	21.4	8.8	12.6	22.4	8.1	14.3	27.9	— 0.6	1.39	— 6.0
Septbr. . .	87.02	3.31	10.6	14.0	20.0	8.9	11.1	21.0	8.4	12.6	27.8	2.6	1.51	— 5.7
Oktober . .	86.46	3.10	10.7	17.0	23.4	12.4	11.0	24.5	11.8	12.7	33.3	3.0	1.67	— 3.8
November .	84.94	3.15	10.8	17.8	23.8	13.4	10.4	24.5	13.1	12.1	30.5	6.1	1.87	— 5.3
Dezember .	84.43	3.16	11.3	19.3	24.9	15.1	9.8	26.4	14.7	11.7	33.1	7.0	1.92	+ 4.7
Jahr	686.96	2.96	18.2	16.5	22.3	11.9	10.4	23.4	11.3	12.1	33.3 25./X.	— 1.9 6./VI.	1.45	— 9.0 22. VI.

	Solarthermometer mit geschwärzter Kugel im Vakuum		Thermometer 0.05 m über Rasen		Dampfdruck in mm		Relative Feuchtigkeit in Proz.		Bewölkung (7a, 12h u. 5p)				Windgeschwindigkeit in mps	
										Anzahl der Tage mit bewölkt				
	Mittl. tägl. Max.	Absol. Max.	Mittl. tägl. Min.	Absol. Min.	Mittel	Mittl. tägl. Ampl.	Mittel	Mittl. tägl. Ampl.	Mittel	≦ 0.2	≦ 0.5	≧ 0.8	Mittel	Max. (24 std. Mittel)
Januar . .	59.2	64.7	13.7	8.0	13.9	2.73	82.9	40.0	7.4	0	3	14	3.59	6.6
Februar . .	53.8	64.7	14.0	7.5	13.8	2.84	83.9	31.4	7.2	0	7	11	3.29	5.7
März . . .	53.2	59.0	11.3	4.3	12.8	3.26	83.1	37.8	6.5	2	11	12	2.46	4.5
April . . .	49.8	58.8	9.0	— 2.8	11.6	3.47	81.7	39.1	5.7	3	14	7	1.91	5.4
Mai	45.1	54.5	7.3	— 1.1	10.7	3.49	82.2	38.6	5.4	6	16	8	1.53	4.4
Juni	38.0	52.2	6.2	— 5.2	9.7	3.19	84.7	30.0	6.5	5	11	14	2.15	6.3
Juli	45.5	55.5	4.6	— 2.4	9.0	3.17	81.5	38.7	4.9	7	16	5	1.77	3.2
August . .	48.9	56.2	6.4	— 2.5	9.4	3.18	78.0	43.7	4.5	9	19	4	2.13	3.6
Septbr. . .	47.0	57.2	6.5	— 0.5	9.1	3.17	77.3	42.8	5 6	7	14	12	2.82	6.8
Oktober . .	53.6	62.5	9.5	0.5	10.8	3.40	76.3	46.3	5.3	7	16	8	3.03	5.6
November .	56.3	65.7	11.2	3.1	11.9	3.11	79.8	40.4	6.1	4	14	10	3.47	5.8
Dezember .	57.1	67.5	13.0	4.2	13.3	3.55	81.1	35.9	7.2	3	8	14	3.14	5.7
Jahr	50.6	67.5 8./XII.	9.4	— 5.2 6./VI.	11.3	3.21	81.0	38.7	6.0	53	149	119	2.61	6.8 7./IX.

	Sonnenscheindauer			Verdunstung im Schatten insgesamt in mm	Regenfall				Anzahl der Tage mit					
	in Stunden	in Proz.	Zahl der Tage ohne Sonnenschein		Menge in mm	Max. von 24 Std.	Regenstunden (Std.-intervalle)	Wahre Regen-Std.	Regen ≧ 0.3 mm insgesamt	meßbarem Tau ≧ 0.1 mm	Gewitter	nur Donner (Ferngewitter)	Morgennebel	Frost (Reif)
Januar . .	194.5	46	0	71.5	91.0	29.0	64	50.5	20	2	5	5	7	0
Februar . .	124.4	34	3	57.0	82.3	22.9	72	57.1	18	2	5	3	6	0
März . . .	162.8	43	2	60.1	112.5	30.7	82	62.2	17	5	2	5	8	0
April . . .	187.9	55	2	57.8	73.8	23.7	56	45.5	10	11	1	6	9	3
Mai	182.9	54	1	49.9	34.0	20.6	24	21.0	6	14	1	1	13	1
Juni	119.6	38	7	44.8	92.6	52.0	48	38.8	11	7	2	0	7	2
Juli	191.4	58	1	46.5	31.0	21.3	28	23.0	5	16	0	1	17	4
August . . .	213.8	61	2	65.7	106.6	55.5	65	57.9	8	8	2	1	3	2
Septbr. . .	165.8	46	5	62.7	92.6	25.5	72	51.2	10	5	5	3	2	1
Oktober . .	206.7	52	0	84.2	44.3	22.3	39	33.2	7	0	2	0	2	0
November .	193.1	43	4	76.2	112.4	34.9	45	36.7	9	2	4	1	2	0
Dezember .	159.3	38	4	70.1	221.2	55.0	110	86.2	16	4	5	4	2	0
Jahr	2102.2	47.6	31	746.5	1094.3 28./VIII.	55.5	705	563.3	137	76	34	30	78	13

Das verflossene Jahr war in bezug auf Regen das trockenste innerhalb der fast 23jährigen Beobachtungsreihe und der Jahresmittelwert des Regenfalls, der noch im Juni 1905 1505 mm betrug, hat sich seither auf 1480 mm, um 1.7 Proz., erniedrigt. Die Bewohner des Innern am Rio Jguassú und Rio Negro, deren Schiffahrt auf viele Monate völlig unterbrochen war, erinnern sich kaum, solch niedrigen Wasserstand der Flüsse jemals erlebt

Digitized by Google

Stündliche Jahresmittel für 1906.

	Luftdruck in			Temperatur C° im Schatten			Dampfdruck in			Relative Feuchtigkeit in		
		Abweich. vom			Abweich. vom			Abweich. vom			Abweich. vom	
	600 mm	Tagesmitt.	18 Jahre	C°	Tagesmitt.	18 Jahre	mm	Tagesmitt.	18 Jahre	Proz.	Tagesmitt.	18 Jahre
1a	87.12	0.15	0.14	13.90	- 2.60	- 2.36	11.12	- .21	- .31	91.6	10.6	8.9
2	86.86	- 0.10	- 0.12	13.63	- 2.87	- 2.63	10.99	- .34	- .45	92.0	11.0	9.3
3	86.67	- 0.29	- 0.32	13.32	- 3.19	- 2.88	10.83	- .50	- .58	92.4	11.4	9.6
4	86.63	- 0.33*	- 0.35*	13.05	- 3.46	- 3.10	10.70	- .63	- .69	92.8	11.8	9.9
5	86.78	- 0.18	- 0.19	12.81	- 3.69	- 3.30*	10.60*	- .73*	- .78*	93.0	12.0	10.1
6	87.11	0.15	0.11	12.79*	- 3.71*	- 3.28	10.60*	- .73*	- .74	93.1	12.1	10.1
7	87.41	0.45	0.43	13.28	- 3.22	- 2.72	10.81	- .52	- .47	92.0	11.0	9.0
8	87.66	0.70	0.68	14.66	- 1.85	- 1.47	11.24	- .09	- .07	88.2	7.2	5.7
9	87.82	0.86	0.84	16.52	0.02	0.11	11.59	.26	.23	81.5	0.5	0.3
10	87.76	0.80	0 81	18.30	1.80	1.61	11.71	.38	.32	74.1	- 6.9	- 5.9
11	87.51	0.55	0.56	19.65	3.15	2.79	11.53	.20	.27	67.5	- 13.5	- 11.4
12	87.07	0.11	0.14	20.53	4.03	3.61	11.41	.08	.22	63.4	- 17.7	- 14.8
1p	86.59	- 0.37	- 0.34	21.10	4.59	4.08	11.35	.02	.22	61.4	- 19.7	- 16.7
2	86.15	- 0.81	- 0.77	21.43	4.93	4.36	11.33	.00	.23	60.2*	- 20.8*	- 17.5
3	85.90	- 1.06	- 1.04	21.36	4.86	4.34	11.39	.06	.28	61.0	- 20.1	- 17.0
4	85.85	- 1.11*	- 1.08*	20.87	4.37	3.88	11.54	.21	.40	63.5	- 17.5	- 14.4
5	86.04	- 0.92	- 0.90	19.83	3.33	2.79	11.78	.45	.55	68.8	- 12.2	- 9.4
6	86.39	- 0.57	- 0.58	18.07	1.56	1.25	11.98	.65	.57	77.4	- 3.6	- 2.9
7	86.76	- 0.20	- 0.21	16.54	0.04	0.05	11.90	.57	.46	83.7	2.6	2.1
8	87.13	0.17	0.14	15.72	- 0.78	- 0.68	11.77	.44	.34	87.0	5.9	4.9
9	87.41	0.45	0.43	15.19	- 1.31	- 1.14	11.64	.31	.21	88.7	7.7	6.4
10	87.57	0.61	0.58	14.82	- 1.69	- 1.46	11.50	.17	.08	89.8	8.8	7.3
11	87.53	0.57	0.56	14.53	- 1.98	- 1.78	11.41	.08	- .04	90.7	9.6	8.0
12	87.36	0.40	0.40	14.19	- 2.31	- 2.07	11.26	- .07	- .18	91.2	10.2	8.5
Mittel	86.962	0.496	0.488 (86.907)	16.50	2.72	2.49 (16.44)	11.33	.321	.362 (11.51)	81.0	11.02	9.18 (81.7)
Periodische Amplitude				8.63	7.66			1.38	1.35		32.9	27.6

	Windgeschwindigkeit in Meter pro Sekunde			Regenfall				Sonnenschein		
		Abweich. vom		Regenstunden (Stundenintervalle)	Menge in	18 Jahre		in	in	12 Jahre
		Tagesmittel	18 Jahre		mm		mm	Stunden	Proz.	Proz.
1a	1.62	— 0.99	— 1.00	19*	25.9[1]	31h4	45.7	—	—	—
2	1.50	— 1.11	— 1.13	28	27.7	36.2	51.5	—	—	—
3	1.42	— 1.19	— 1.23	23	23.1	38.1	53.1	—	—	—
4	1.28	— 1.33	— 1.28	26	40.8	39.4	52.5	—	—	—
5	1.25*	— 1.36*	— 1.32*	28	21.2*	39.5	50.8	—	—	—
6	1.29	— 1.32	— 1.29	27	23.6	38.0	47.8	1.4	1.5[1]	4.8
7	1.53	— 1.08	— 1.00	27	28.5	34.3	41.0	30.6	10.7	12.8
8	2.03	— 0.58	— 0.43	24	29.4	29.4	39.9	90.3	24.7	25.0
9	2.63	0.02	0.23	20	30.2	27.7	38.8*	152.5	41.8	37.3
10	3.18	0.57	0.77	19	26.6	26.9	39.4	199.3	54.6	47.5
11	3.64	1.03	1.13	18*	45.6	26.8*	42.5	228.5	62.6	54.5
12	3.84	1.25	1.33	28	54.6	27.0	46.2	232.0	63.6	57.5
1p	3.90	1.29	1.46	31	79.8	28.7	53.9	234.2	64.2	58.1
2	3.98	1.37	1.54	32	96.9	32.0	73.4	226.0	61.9	57.0
3	4.19	1.58	1.59	40	80.3	39.1	91.1	214.7	58.8	54.7
4	4.31	1.70	1.55	47	76.7	40.9	92.7	206.1	56.5	50.7
5	4.06	1.45	1.20	35	53.7	42.9	98.1	187.8	51.4	45.8
6	3.52	0.91	0.60	34	38.7	41.4	99.8	89.7	31.3	28.6
7	2.81	0.20	0.05	36	53.5	38.5	81.3	9.1	9.3	11.8
8	2.40	— 0.21	— 0.25	35	40.3	39.1	72 0	—	—	—
9	2.31	— 0.29	— 0.41	36	71.5	38.3	64.4	—	—	—
10	2.20	— 0.40	— 0.56	36	32.2	38.2	60.1	—	—	—
11	1.93	— 0.68	— 0.70	31	32.4	35.3	60.3	—	—	—
12	1.80	— 0.81	— 0.84	25	61.1	33.1	60.1	—	—	—
						841.7				
Mittel	2.61	0.948	0.954 (2.91)	705	1094.3		1456.4	2102.2	47.6	43.6 (= 1917h3)
Period. Ampl.	3.06		2.91	Intensität	1.55	1.73 mm				
				R = Wahrscheinlichk.	8.05	9.61 Proz.				

	Vormittags		
	934.3	42.3	38.5 = 852h1
	Nachmittags		
	1167.6	52.8	48.2 = 10652
	Zahl der Tage		
mit ≧ 90 Proz.	23		27.2
sonnenlos	32		38.2
mit 0.1—0.9h	29		34.8
Mittel pro Tag	5h76		5h25
Max. pro Tag	12.7		12h8
	am 29. November.		

[1]) 1 = 0—1h, bzw. 6 = 5—6h usf.

Digitized by Google

Tägliche Periode der Windrichtung. Jahr 1906 (Dezember 1905 bis November 1906).

In Promille.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	Nw	Kalmen	Komponenten N	Komponenten E	Komponenten S	Komponenten W
1— 3a	85	213	230	145	16	29	21	32	229	259	484	140	65
4— 6	74	189	188	146	28	33	24	36	282	234	425	154	73
7— 9	94	229	188	122	44	65	54	48	156	290	436	176	134
10—12	127	206	176	79	42	81	125	152	12	381	378	155	290
1— 3p	102	120	210	94	47	90	135	200	2	328	361	177	340
4— 6	110	142	306	119	39	73	82	102	27	286	494	175	206
7— 9	73	202	335	128	30	28	40	55	109	255	569	141	99
10—12	82	230	286	142	20	26	23	40	151	267	543	138	69
Mittel	93	192	240	122	33	53	63	83	121	287	461	157	160

	In Abweichungen vom Tagesmittel N—S	E—W	Mittlere Richtung	Winkel	N—S	E—W	Mittlere Richtung	Winkel
1— 3a	119	419	E 16 N	74	— 11	117	E 5 S	95°
4— 6	80	352	E 13 N	77	— 50	50	E 45 S	135
7— 9	114	302	E 21 N	69	— 16	0	S 0 W	180
10—12	226	88	N 21 E	21	96	— 214	W 24 N	294
1— 3p	151	21	N 8 E	8	21	— 281	W 4 N	274
4— 6	111	288	E 21 N	69	— 19	— 14	S 36 W	216
7— 9	114	470	E 14 N	76	— 16	168	E 5 S	95
10—12	129	474	E 15 N	75	— 01	172	E 0 S	90
Mittel	130	302	E 23° 20′ N		66° 40′			

zu haben. Auch im Jahre 1906 wurde hier nur ein leichter Graupelfall im November verzeichnet. Trockene Nebel (Höhenrauch) während des Kampbrennens traten an 21 Tagen im August bis Dezember auf. Die Extreme der Temperatur-Tagesmittel waren 24.0° am 11. Dezember und 5.2° am 22. Juni.

Curityba, 15. April 1907. Franz Siegel.

Provisorische Sonnenflecken-Relativzahlen für das IV. Quartal 1907.

	Okt.	Nov.	Dez.		Okt.	Nov.	Dez.
1	61	38	—	17	100	71	70
2	82	41	10	18	100	—	64
3	58	34	11	19	80	—	—
4	55	—	18	20	91	—	60
5	—	—	26	21	109	—	55
6	29	—	—	22	109	—	55
7	—	61	49	23	77	52	49
8	37	83	—	24	—	—	41
9	56	78	52	25	—	59	—
10	88	122	79	26	—	—	—
11	77	110	—	27	35	34	—
12	91	136	68	28	—	29	—
13	90	—	—	29	21	7	—
14	94	—	67	30	22	—	—
15	78	—	—	31	47	—	—
16	85	—	90	Mittel:	70.8	63.3	50.8

Jahresmittel 1907 . . . . . $r = 64.5$.

Zürich, 31. Dezember 1907. A. Wolfer.

Aktinometrische Beobachtungen auf dem kleinen Ararat[1]. Dr. F. Nesdürow von dem Konstanowschen Observatorium Pawlowsk blieb einige Tage auf dem kleinen Ararat, ihm schloß sich in Tiflis P. E. Stelling an. Das Wetter war vorwaltend trübe, nur kurze Zeit konnten Beobachtungen gemacht werden. Am 16. August wurde die größte Strahlung beobachtet, 1.50 Cal. pro Minute und Quadratcentimeter, während Prof. Stankiewicz auf dem Pamir bis 2.01 Cal. erhielt. Am 17. August ging Stelling nach Surdar-Bulach, auf den Sattel zwischen den beiden Ararat und beobachtete dort mittels eines Aktinometers von Michelson, während Nesdürow auf dem Ararat gleichzeitig mittels des absoluten Pyrheliometers von Ångström beobachtete. Zwei Reihen geben unten 1.34, oben 1.50 Cal.

[1]) Mitteilung in der K. Russ. Geogr. Ges., 18. bis 31. Dezember 1907.

Digitized by Google

Am 18. August ging auch Nesdürow nach Surdar-Bulach, oben eine kleine Hütte mit Thermograph und Hygrograph lassend. In den drei Tagen, als er oben war, betrug das Minimum 0.6. Am 19. bis 22. August wurden aktinometrische Beobachtungen gemacht, die zwei letzten Tage waren sehr günstig. Vormittags wurde jede Minute beobachtet, nachmittags etwas seltener. Die tägliche Kurve verlief sehr regelmäßig, von 7 bis $17^h > 1$ Cal., um 12^h 1.43. Es wurde hier, wie auch in Pawlowsk, wieder die häufig beobachtete Depression um Mittag nach großen Schwankungen beobachtet, letztere betrugen, solange die Sonne schien, in kurzen Zeiten etwa 1 Proz. Die Registrierung der Temperatur auf dem kleinen Ararat zeigte ein Minimum von 2^0 zwischen 3 bis 5^h und ein Maximum von 7.5^0 um 13^h; am Tage häufige und rasche Schwankungen bis 3^0. Die Registrierung der relativen Feuchtigkeit wurde nur für 3 Tage erhalten, die Schwankungen sind sehr häufig und rasch, zwischen den Grenzen 35 und 95 Proz. S. T. Suwarow machte weitere Bemerkungen über die beiden Ararat und ihre Tauglichkeit für aktinometrische Beobachtungen. Die isolierte Lage der Berge, die hohe Schneegrenze, das meistens schöne Wetter sind sehr günstig. In kleiner horizontaler Entfernung ließen sich Stationen errichten, in Aralych auf dem Plateau unter 1000 m, Surdar-Bulach 2300 m, dem kleinen Ararat 3800 m und dem großen Ararat 5100 m.

A. Woeikow.

Der tägliche Luftdruckgang in unserer Atmosphäre. In einem der letzten Hefte dieser Zeitschrift[1]) hat Herr Paul Järisch die Frage der täglichen Luftdruckschwankungen behandelt. Es ist nun durchaus nicht Zweck dieser Zeilen, zu den in den § 1 bis 7 abgeleiteten Formeln Stellung zu nehmen. Dem Verfasser scheint vielmehr, daß diese Formeln, wie alle mathematischen Deduktionen, eine Selbstverständlichkeit enthalten. Mathematische Formeln liefern nur das, was man früher in dieselben hineingelegt hat. Wert gewinnen derartige mathematische Deduktionen für die Physiker erst dann, wenn sie in den Dienst eines bestimmten physikalischen Problems gestellt werden, wenn durch dieselben die Größenordnung einer Erscheinung, die die Folge einer anderen bekannten Erscheinung sein kann, errechnet werden soll, wodurch dann erst der Beweis erbracht ist, daß die betreffende Ursache nicht nur vorhanden, sondern auch praktisch von Wichtigkeit ist, d. h. zur Erklärung der anderen Erscheinung vollständig hinreicht.

Herr Järisch hat aber auch in der Einleitung zu dem Satze von J. A. Broun und zu der Theorie von Margules Stellung genommen. — Bei dem ersteren handelt es sich für Hann nur um das physikalische Problem: Gilt beim täglichen Gang des Barometers für jeden Augenblick die barometrische Höhenformel oder gilt sie nicht? Gilt sie, dann ist für eine Atmosphäre, in der sich die Temperatur im Laufe eines Tages nicht ändert, der Satz von Broun eine Selbstverständlichkeit, dann muß die Amplitude des Luftdruckes oben und die Amplitude unten im Verhältnisse des Luftdruckes oben und unten stehen[2]).

Wenn sich die Temperatur nach einer einfachen Sinuswelle ändern würde, behielte er gleichfalls seine Gültigkeit[3]). Kommt im täglichen Gange der Temperatur aber auch ein zweites Glied vor, dann gilt er nicht streng. Da nun bei dem täglichen Temperaturgang das zweite Glied gegen das erste sehr in den Hintergrund tritt, ist der Satz von Broun unter allen Umständen genähert richtig, wenn nur die barometrische Höhenformel gültig bleibt.

---

[1]) Met. Zeitschr., 2, 481 (1907).

[2]) Wenn die barometrische Höhenformel gilt, dann ist immer

$$\log \text{nat } p = \log \text{nat } p_0 - \frac{h}{RT}$$

(p der Druck oben, p_0 Druck unten, h Höhendifferenz, R die Gaskonstante und T die Mitteltemperatur der Luftsäule nach der absoluten Skala).

Dann ist auch nach der Zeit ∂t

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{p}{p_0}\frac{\partial p}{\partial t} - \frac{h}{RT^2}\frac{\partial T}{\partial t}.$$

Wenn $\frac{\partial T}{\partial t} = 0$, dann gilt der J. A. Brounsche Satz.

[3]) Ist $T = A_1 \sin(A_1 + t)$, dann ist auch $\frac{\partial T}{\partial t} = a_1 \cos(A_1 + t)$, d. h. das Glied $\frac{\partial T}{\partial t}$ liefert keinen Beitrag zur doppelten Welle. Dann stehen wieder die Amplituden der doppelten Welle im Verhältnis der Drucke.

Digitized by Google

Um diese handelt es sich und ihre Gültigkeit hat Hann durch das Beobachtungsmaterial über allen Zweifel erhoben. Hann hat auch gezeigt, daß die Verspätung der Phasenzeit mit der Höhe eine Folge der Eigentümlichkeit des zweiten Gliedes des Temperaturganges ist[1]).

Und nun zu der Theorie von Margules! Für den letzteren handelte es sich in seinen Arbeiten nicht um eine mathematische Spielerei, sondern um das physikalische Problem, ob nicht auch eine kleinere doppelte Temperaturwelle trotzdem eine doppelte Luftdruckwelle hervorbringen kann, die größer ist, wie die einfache. Darum war es nötig, zu ermitteln, auf welche Wellen unsere Atmosphäre abgestimmt sei.

Nun ist es richtig, und Margules hat selbst darauf hingewiesen, die vertikalen Bewegungen sind dabei ignoriert worden. Hätte es sich um die kleinliche Berechnung eines Zahlenwertes gehandelt, wäre vielleicht hieran überhaupt die Margulessche Arbeit gescheitert. Ihm handelte es sich aber nur um die Ermittelung der Erscheinungen in großen Zügen, dann ist es aber erlaubt, die vertikalen Bewegungen zu ignorieren, denn es ist bekannt, daß diese so außerordentlich gegen die horizontalen Strömungen der Atmosphäre zurücktreten, daß man in erster Näherung von den vertikalen Strömungen vollständig absehen kann.

Gewundert hat es übrigens den Verfasser dieser Zeilen, daß Herr Järisch meine kleine Meteorologie und nicht lieber den ausführlichen Artikel in dieser Zeitschrift[2]) zitiert hat. W. Trabert.

Feststellung und Untersuchung der oberen Inversion durch Pilotballons. In Band II, Heft 3 der „Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre" weist Herr K. v. Bassus-München eine eigenartige Erscheinung im Gebiet der oberen Inversion nach: neun anvisierte Registrierballonaufstiege zeigen in einwandfreier Weise in der Nähe der unteren Grenze der oberen Inversion eine ausgeprägte Windabflauung von 24 bis zu 80 Proz. Diese Windabflauung scheint also eine so charakteristische Eigenschaft der Atmosphäre in diesen Regionen zu sein, daß ihre Feststellung als identisch mit der Feststellung des Vorhandenseins der oberen Inversion betrachtet werden kann und somit ist es möglich, durch Anvisierung von Pilotballons, also ohne Anwendung von Registrierinstrumenten, die untere Grenze und die Windverhältnisse der oberen Inversion festzustellen.

Von diesen Erwägungen ausgehend haben Herr K. v. Bassus und ich in letzter Zeit mehrere Pilotballonaufstiege veranstaltet und möchte ich im folgenden die Ergebnisse unserer beiden ersten Aufstiege kurz darlegen.

Der erste Pilotballon (Gummiballon von 1.9 m Durchmesser) wurde am 27. März 1907 um 6^p mit 1 kg Auftrieb hochgelassen. Vermittelst einer 20 m langen vom Ballon mitgeführten Schnur wurde die Steiggeschwindigkeit zu 4 mps bestimmt. Die Visierung erfolgte mit einem de Quervainschen Theodolithen. Die Höhe des Ballons wurde errechnet unter Annahme einer konstansten Steiggeschwindigkeit (Hergesell, Ill. Aeron. Mitteil., 7. Jahrg. [1903], S. 163). Infolge der späten Abendstunde war der Ballon durch die Wirkung einer dem Okular vorgeschalteten Gelbscheibe, die ihn als leuchtenden Punkt auf schwarzem Hintergrunde erscheinen ließ, bis zum Platzen, das in einer Entfernung von 58 km vom Beobachtungsort in 13 km Höhe erfolgte, vollkommen deutlich zu beobachten. In 9.5 km zeigt sich Windabflauung von 29 auf 11 mps, d. i. um 62 Proz. In dieser Höhe ist also die untere Grenze der oberen Inversion anzunehmen. Die Windrichtung pendelte bis nahe zur Maximalhöhe zwischen E 20° S und E 30° S; Winddrehung wurde nicht festgestellt.

Günstiger für die Beobachtung verhielt sich der zweite Ballon, der am 8. Mai 1907 um $11^a 15$ stieg (Auftrieb, Steiggeschwindigkeit usw. wie beim ersten Ballon). Seine Maximalentfernung vom Beobachtungsort betrug nur 30 km, das Platzen erfolgte deutlich wahrnehmbar in 13.8 km Höhe. In 11.3 km flaut der Wind von 11 auf 3 mps ab, mithin um 73 Proz. Es ist hiernach auch diesmal die untere Grenze der oberen Inversion erreicht worden. Bis nahe an das Ende des Fluges herrscht Wind aus S bis SW, Winddrehung war demnach auch hier nicht vorhanden. Daß in beiden Fällen Winddrehung nicht angetroffen wurde, ist wohl der geringen Höhe zuzuschreiben, in der die schon

[1]) Hann: Denkschriften der Wiener Akademie, 59 (1892).
[2]) Met. Zeitschrift, 20, 481 u. 544 (1903).

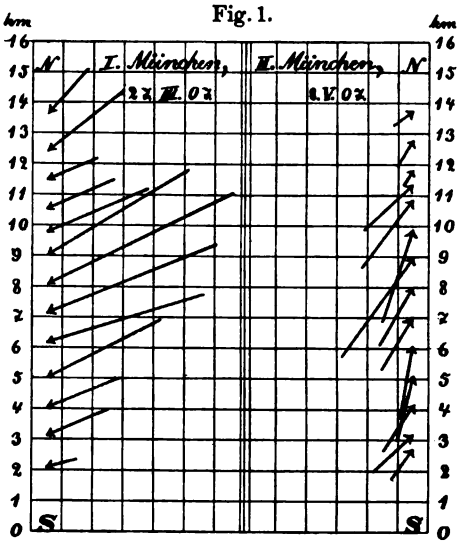
Digitized by Google

längere Zeit gelagerten Ballons platzten. Die Ergebnisse der beiden Aufstiege sind untenstehend graphisch dargestellt.

Bei der Beurteilung der Genauigkeit der obigen Ergebnisse sind hauptsächlich 3 Fehlerquellen zu beachten: ungenaue Visierung, fehlerhafte Bestimmung der anfänglichen Steiggeschwindigkeit und Veränderungen der Steiggeschwindigkeit während des Aufstieges.

Fehler in der Bestimmung des Höhenwinkels von 0.1° ergeben im ungünstigsten Falle beim ersten Ballon am Ende des Fluges Geschwindigkeitsfehler von höchstens 16 mps, beim zweiten Ballon von höchstens 3 mps. Gleiche Fehler in der Bestimmung des Seitenwinkels beeinflussen beim ersten Ballon in den letzten Teilen der Bahn die Windrichtung bis zu 10°, beim zweiten bis zu 2°. Der gleichmäßige Verlauf der Horizontalprojektion beider Flugbahnen macht es jedoch wahrscheinlich, daß Fehler dieser Art hinreichend vermieden wurden.

Fig. 1.



Durch Zugrundelegung einer um 0.3 mps unrichtigen anfänglichen Steiggeschwindigkeit wird die Höhe der unteren Grenze der oberen Inversion beim ersten Aufstieg um 700 m, beim zweiten Aufstieg um 850 m unsicher; die Windrichtungen und die Größe der Abflauung werden nicht beeinflußt.

Über die wahrscheinlichen Veränderungen der Steiggeschwindigkeit eines Pilotballons endlich geben uns die bisherigen Registrierballonaufstiege Aufschluß. Es zeigen die Veröffentlichungen von Straßburg (9. Februar 1905 und 6. Juli 1905; München, K. v. Bassus, 1. Februar 1906 und 5. April 1906; München, Met. Zentr., 5. Juli 1906, 2. August 1906, 5. Dezember 1906) unter Annahme einer konstanten Steiggeschwindigkeit des Ballons gegen die umgebende Luft (siehe oben) aufsteigende Luftströme unterhalb der unteren Grenze der oberen Inversion, absteigende oberhalb derselben. Derartige Verhältnisse würden bei unseren beiden Pilotballons jedoch nur bewirken, daß die tatsächliche Abflauung noch größer wäre als die ermittelte.

Aus vorstehendem ergibt sich, daß auch andere wichtige Fragen, die sich auf die obere Inversion beziehen, durch Pilotballons allein untersucht werden können, so z. B. der Zusammenhang der Höhenlage der oberen Inversion mit bestimmten Wetterlagen. Hierüber behalte ich mir weitere Nachrichten vor.

München, Juli 1907. Nadler.

Hagelsturm in Ägypten[1]). Ein bemerkenswerter Hagelsturm ereignete sich in Kairo am Abend des 21. Oktober, nachdem vorher von 6ᵖ bis 7ᵖ 30 starkes Wetterleuchten beobachtet wurde. Die Hagelkörner hatten durchschnittlich 25 mm im Durchmesser; die größten Hagelschlossen maßen über 35 mm im Durchmesser. Der Sturm war äußerst heftig, aber er dauerte bloß eine Viertelstunde; wäre er von längerer Dauer gewesen, so wäre ein beträchtlicher Schaden unausbleiblich gewesen. Solche Gewitter sind in Ägypten sehr selten. Sie treten nach heißen und regenarmen Monaten auf und die sie begleitenden, plötzlichen Hagelschauer verursachen eine große Aufregung unter den Eingeborenen. Die Hagelkörner fallen auf die flach bedachten Häuser und verursachen ein Knattern, welches uns lebhaft an brennendes Holz erinnert. Zeitungen, die ausgebreitet wurden, um die fallenden Hagelschlossen aufzufangen, wurden einfach von den größeren Körnern durchschlagen. Die meisten Schlossen waren sphäroidal von Gestalt und besaßen einen weißen Kern. Nachdem sie auf den Boden aufgefallen waren, erhielten sie eine hemisphäroidale Gestalt. Die Temperatur in Kairo war zu dieser Zeit 25° C. Der Wetterbericht, welcher vom Egyptian Survey Department ausgegeben wird, ließ nichts erkennen von den gewöhnlichen Bedingungen für das Eintreten eines solchen Hagelsturmes. Der Barometerstand

[1]) Nature 77, p. 15.

Digitized by Google

war nahezu normal, zeigte bloß kurze periodische Störungen zwischen 5 und 8 Uhr abends. Der Himmel war leicht bewölkt und es wehte ein schwacher Wind. Der Hagelsturm war in seiner Ausdehnung sehr beschränkt und augenscheinlich ging die Bahn desselben von NW nach SE. Die Temperatur in verschiedenen Höhen ist veränderlich und hängt von den meteorologischen Verhältnissen ab, aber unter gewöhnlichen Umständen beträgt die Temperaturabnahme mit der Höhe 1° C pro 100 m bis zu 1500 m. Dies würde eine Minimalhöhe von beiläufig 2500 m für die Eisbildung geben. Eine systematische Erforschung der Atmosphäre mittels Drachen und Fesselballons und selbstregistrierenden Instrumenten ist jetzt unter der Leitung des energischen Direktors des Helwan-Observatoriums begonnen worden, welcher unsere Kenntnis über die höheren Schichten der Atmosphäre auch über Nordostafrika ausdehnen will.

Westman über Dauer und Betrag der Sonnenstrahlung zu Stockholm. J. Westman, dem wir schon die absoluten Messungen der Sonnenstrahlung auf Spitzbergen (Treurenbergbai, 79° 55′ NBr.) und zu Upsala verdanken, hat kürzlich auch die Ergebnisse $2^1/_2$jähriger Messungen der Intensität der Sonnenstrahlung zu Stockholm veröffentlicht[1]). Die Messungen der Intensität der Sonnenstrahlung sind natürlich mit dem neuen absoluten Aktinometer von K. Ångström ausgeführt worden. Die Tabellen S. 17 bis 31 enthalten die sehr zahlreichen stündlichen Messungen von 4^a bis 8^p, aus welchen dann im Anschlusse an die Registrierungen der Sonnenscheindauer die Monatssummen der Wärmestrahlung berechnet werden. Wir stellen in nachstehender Tabelle die Ergebnisse dieser Berechnungen zusammen. Meine Zahlen stimmen vom Juli an nicht mit jenen von Westman, weil Westman nur die zwei Jahre 1905 und 1906 benutzt hat.

Dauer des Sonnenscheins und Wärmestrahlung der Sonne (kg u. g/Cal in cm²/min) zu Stockholm. 59° 20′ NBr., 18° 3′ E. v. Gr.

	Sonnenscheinstunden				Prozente im Mittel	Monatliche Wärmemengen in kg/Cal. senkrecht auffallend:			auf horizontale Fläche:			
	1904	1905	1906	Mittel		1904	1905	1906	1904	1905	1906	Mittel
Januar . .	—	59.1	34.2	46.7	22	—	3.02	1.81	—	0.47	0.29	0.38
Februar . .	—	78.3	23.4	50.8	20	—	4.69	1.45	—	1.21	0.38	0.80
März . . .	—	47.5	109.2	78.3	21	—	3.38	7.50	—	1.31	2.87	2.09
April . . .	—	144.7	165.6	155.2	36	—	10.68	12.99	—	5.58	6.29	5.93
Mai	—	245.4	215.6	235.5	45	—	17.37	16.23	—	10.12	9.28	9.70
Juni . . .	—	306.3	274.7	290.5	53	—	21.22	18.82	—	12.88	11.28	12.08
Juli	281.5	244.0	324.3	283.3	52	19.07	16.54	22.30	10.74	9.51	13.15	11.13
August . .	163.5	194.4	243.7	202.2	42	11.35	13.14	16.45	6.01	6.89	8.65	7.18
September	155.6	129.2	125.1	136.6	36	10 26	8.63	8.22	4.62	3.99	3.72	4.11
Oktober . .	108.8	47.9	99.7	85.5	27	6.04	2.81	5.52	1.93	0.89	1.79	1.53
November .	50.5	24.9	27.7	34.4	15	2.59	1.28	1.36	0.49	0.22	0.23	0.31
Dezember .	9.2	44.4	11.5	21.7	11	0.39	1.82	0.50	0.05	0.21	0.06	0.10
Jahr . . .	—	1566.1	1664.7	1620.7	36	—	104.60	113.14	—	53.26	57.98	55.34

Mittlere Tagesmengen der Wärmestrahlung in g/Cal.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
12.2	28.4	67.5	197.8	312.8	402.6	359.1	231.4	136.9	49.4	10.4	3.4	151.5

Wärmesummen nach Jahreszeiten, kg/Cal. Winter 1.28, Frühjahr 17.73, Sommer 30.39, Herbst 5.95.

Täglicher Gang der Sonnenscheindauer (1905 u. 1906), mitteleuropäische Zeit.

4	5	6	7	8	9	10	11	Mttg.	1	2	3	4	5	6	7	8
4.2	42.1	66.0	82.5	107.3	133.2	152.5	158.3	160.0	157.0	142.4	125.4	104.2	83.2	62.2	32.5	2.3

J. Hann.

Interessanter Kugelblitz. Im Monat Mai v. J., das Datum konnte ich leider von dem beschädigten Besitzer nicht erfahren, schlug der Blitz während eines aus SW herbeigezogenen heftigen Gewitters in die eine halbe Stunde in SE von Bleiburg (Kärnten) am Abhange des Dobratsch in etwa 510 m Seehöhe gelegene Kosmannrealität. Der Strahl traf zuerst eine vom Wohnhause 5 m entfernt stehende Sommerlinde (Tilia grandifolia), sprang, nachdem er den Lindenstamm einmal spiralig umfahren und nahe bis zum Erdboden gelangt

[1]) Durée et grandeur de l'Insolation a Stockholm, par J. Westman, kg. Svenska, Vetensk. Handlingar, Bd. 42, Nr. 6, 1907.

Digitized by Google

war, von diesem Baume ab und fuhr aufwärts in einen Holunderbaum (Sambucus nigra), 3 m von der erwähnten Linde entfernt an der Hauswand des Gebäudes stehend, an diesem ebenfalls vom Wipfel bis zur Wurzel eine halbe Spirale beschreibend, drang der Wurzel entlang, die sich unter das Wohnhaus erstreckt, bis zum Feuerherde (offener Herd) in die Küche. Dort warf er mehrere Ziegel des Herdes auseinander, ohne jedoch weiter jemanden zu beschädigen.

Ein paar Gäste (es ist ein Gasthaus), die zufällig vor dem Hause saßen, wurden etwa 3 m weit weggeschleudert, verspürten momentan eine große Hitze, wurden aber auch weiter nicht beschädigt; da auch in der Küche zur Zeit des Blitzschlages niemand anwesend war, ist ein Menschenleben nicht zu beklagen gewesen.

Als nach etwa zwei Stunden (der Blitzschlag erfolgte etwas vor 7P) in der Küche Feuer gemacht wurde, erfolgte eine neuerliche heftige Explosion, die neuerlich die Steine und Ziegel des Herdes wegschleuderte und eine feurige Kugel von der Größe eines mittleren Apfels fuhr vor den Augen der erschrockenen Bäuerin unter Prasseln in den Rauchfang, so daß dieselbe neuerlich einen Blitzschlag vermutete, obwohl das Gewitter mittlerweile schon längst abgezogen und klarer Himmel ringsum sichtbar war.

Der Lindenbaum grünt fort und ist die Blitzbahn bereits in Vernarbung, der Holunder hingegen ist abgestorben und vollständig abgedorrt. Interessant ist die Entstehung eines Kugelblitzes aus dem Zickzackblitze und das lange Verweilen (?) im Feuerherde.

Eugen Janežič.

Perlschnurblitz[1]. Herr M. Luizet beobachtete am 15. August 1907 zu Sappey (1000 m hoch) in der Nähe von Grenoble einen einzelnen Perlschnurblitz. In den Compt. rend. der französischen Akademie der Wissenschaft gibt er selbst folgende Beschreibung: Als ein wütender Sturm, der mehr als eine Stunde andauerte, sich in der Richtung nach ENE zu verziehen begann, sah ich gegen 8 Uhr abends einen vertikalen Blitz, der etwas gekrümmt und äußerst glanzvoll war; ihm folgte in einem Zeitraume einer Sekunde an derselben Stelle und mit der nämlichen Krümmung ein Perlschnurblitz. Von anderen Personen wurden, ebenfalls wie von mir, zwei aufeinanderfolgende Blitze beobachtet; der erste glanzvoll und stetig, der zweite etwas schwächer, von roter Farbe und gebildet aus einer Folge von leuchtenden Strichen.

7 Sekunden nach dem ersten Blitze ließ sich ein harter Donnerschlag vernehmen: Der Blitz entstand somit in einer Entfernung von etwas mehr als 2 km vom Orte, wo ich mich befand, und im Vergleich mit Gegenständen wie Häusern, Bäumen und anderen, die man in solcher Entfernung sah, schätzte ich die Länge der leuchtenden Striche des Perlschnurblitzes zu 30 m und die Länge der sie trennenden dunkeln Zwischenräume zu 20 m. Über die ganze Länge des Blitzes kann ich nur sagen, daß er aus mehr als 20 solcher leuchtender Striche bestand.

E. F. Nichols: Über das Fehlen sehr großer Wellenlängen im Sonnenspektrum[2]. Der Verfasser beschreibt seine Versuche, durch welche er nachweisen konnte, „daß das Maximum der atmosphärischen Durchgängigkeit für die Steinsalzwellen nicht größer sein kann als 3 Proz., und daß keine Energie von einer Wellenlänge bis 510000 (Angströmeinheiten) die Erde von der Sonne erreicht".

Im Jahre 1897 fanden Rubens und Aschkinass[3], daß die Energie eines Sonnenstrahles durch viermalige successive Reflektion an Fluoritoberflächen zu Null reduziert wurde, und zeigten somit, daß die Undurchsichtigkeit der solaren und irdischen Hüllen praktisch vollständig für die großen Wellen nahe bei 240000 eintritt. Zur selben Zeit studierten sie die Absorption des Wasserdampfes zwischen den langen Wellen 70000 und 200000, und fanden eine praktisch genügende Extinktion bei den letzteren langen Wellen. In einem Paragraphen einer späteren Abhandlung, die bis unlängst meiner Aufmerksamkeit entgangen war, fanden dieselben Verfasser den Wasserdampf als absorbierende Substanz der von Steinsalz und Sylvit[4] übrigbleibenden Strahlen („residual rays").

Wir können somit annehmen, daß die Abwesenheit der Wellen von 510000 Länge im Sonnenspektrum hervorgerufen werde durch die Absorption des Wasserdampfes, wenn auch

[1]) Compt. rend., 45, 19 (November 1908).
[2]) Contrib. Solar Observ. of the Carnegie Institution of Washington, No. 19.
[3]) Wied. Ann. 64, 584 (1897).
[4]) Ebenda 65, 251 (1898).

Digitized by Google

die Versuche, die in der vorliegenden Abhandlung beschrieben worden sind, in einer Höhe von nahe 6000′ in einem trockenen Klima ausgeführt wurden.

Die Rolle des Wasserdampfes als absorbierendes Medium im äußeren infraroten Spektrum ist schon lange bekannt und die späteren Versuche zeigten eine enorme Ausdehnung in jenen Teilen, in denen der Wasserdampf wirksam ist. Überdies zeigt Wasser noch eine starke Absorption und einige Dispersion sogar für kürzere elektrische Wellen ($\lambda = 6$ bis 10 mm).

Literaturbericht.

Emden, R.: Gaskugeln, Anwendungen der mechanischen Wärmetheorie auf kosmologische und meteorologische Probleme. 8°. V, 497 S. Leipzig u. Berlin, Teubner 1907. Preis in Kaliko geb. 13 ℳ

Die in dem Buche niedergelegten, äußerst interessanten Untersuchungen zerfallen in zwei Teile. In dem ersten derselben wird die Theorie von Kugeln behandelt, die aus ein- oder mehratomigen Gasen bestehen, der Schwere unterliegen und im allgemeinen einen bestimmten Wärmeverlust durch Strahlung erleiden. In dem zweiten Teil wird die Theorie auf kosmische Staubmassen, auf Nebelflecken und Doppelsterne, auf die Erde und Sonne angewandt.

Gehen wir von dem ersten Hauptsatz der mechanischen Wärmetheorie (dem Satz von der Erhaltung der Energie) aus, so ist für die Masseneinheit in den üblichen Bezeichnungen:

$$dQ = c_v\,dT + A p dv.$$

Diese Gleichung umfaßt die Veränderungen bei konstantem Volumen, konstantem Druck, gleicher Temperatur und Entropie. Setzt man nun aber ganz allgemein $dQ = \gamma dT$, worin γ alle Werte von $-\infty$ bis $+\infty$ durchlaufen kann, so enthält die Gleichung

$$(\gamma - c_v)\,dT = A p dv$$

alle bei einem bestimmten vorgeschriebenen γ möglichen Verwandlungen. Mit solchen „Polytropen", bei denen γ einen bestimmten Wert hat, beschäftigt sich nun das Buch von Emden.

Es ist also $\gamma = c_v \frac{k-\varkappa}{k-1}$, $\left(\varkappa = \frac{c_p}{c_v}\right)$ und darin kann man der Größe k irgend einen Wert beilegen. Es empfiehlt sich vielfach, statt dessen auch die Größe n zu wählen, wenn

$$k = \frac{1+n}{n} \text{ oder } n = \frac{1}{k-1}.$$

Besondere Beachtung verdienen jene Fälle, in denen $k = \frac{4}{3}$ oder $n = 3$ ist. Diese polytrope Linie gibt ein Bild der Zustände, welche die Gasmassen einer im Raume schwebenden Gaskugel durchlaufen, wenn deren Wärmeverlust ein solcher ist, daß die Gaskugel stets „von derselben Klasse", d. h. daß die Größe k dabei dieselbe bleibt. Eine solche Zustandsänderung wird auch kosmogenetische Zustandsänderung oder kurz Kosmogenide genannt.

Mit Rücksicht auf ihr Verhalten bei kosmogenetischer Zustandsänderung teilen sich nun die Gase in zwei Klassen. Wenn $\varkappa = \frac{c_p}{c_v} > \frac{4}{3}$ (bei einatomigen Gasen ist $\varkappa = \frac{5}{3}$, bei zweiatomigen Gasen ist $\varkappa = \frac{7}{5}$), steigt die Temperatur bei Wärmeabgabe, und das Volumen wird dabei kleiner. Wenn aber $\varkappa > \frac{7}{5}$ (das ist nur bei vier- und mehratomigen Gasen der Fall; bei dreiatomigen Gasen ist $\varkappa = \frac{4}{3}$), findet dies nicht statt; dann ist aber der Gasball nicht im stabilen Gleichgewicht.

Uns interessiert hier besonders die Anwendung der mechanischen Wärmetheorie auf meteorologische Probleme.

Setzen wir zunächst die Schwere g konstant! Die Höhe der Atmosphäre wird in diesem Falle dann unendlich, wenn die Temperatur derselben überall dieselbe ist. Dann ist $n = \infty$. In einer homogenen Atmosphäre, d. h. in einer Atmosphäre von überall derselben Dichte, in welcher die Temperatur so rasch abnimmt (um 3.4° pro 100 m), daß sie die Abnahme des Druckes kompensiert, ist $n = 0$.

Digitized by Google

Allgemein ergibt sich aber für die Höhe der Atmosphäre:

$$\mathfrak{H}_n = (n + 1)\ 7991 \left(1 + \frac{t^0}{273}\right) \text{m}.$$

Es ist darin n die oben definierte Größe und t die Temperatur an der Oberfläche in Celsiusgraden.

Beispielsweise ist für unsere Atmosphäre ($\varkappa = \frac{1}{3}$):

für $n = 0$, $k = \infty$ oder $\gamma = c_v$ (homogene Atm.) $\mathfrak{H}_0 = 7991 \left(1 + \frac{t}{273}\right)$ m,

für $n = 2.5$, $k = \frac{7}{5}$ oder $\gamma = 0$ (adiabat. Atm.) $\mathfrak{H}_0 = 27968 \left(1 + \frac{t}{273}\right)$ m.

Die Höhe der Atmosphäre ist also allein durch die Klassenzahl n und die Bodentemperatur t bestimmt.

Berücksichtigen wir aber die Veränderung von g (ignorieren wir aber dabei die Masse der Atmosphäre selbst), dann wird die Höhe der Atmosphäre $\mathfrak{R} - R$ ($\mathfrak{R}$ = oberster Radius der Gashülle, R = Erdradius):

$$\mathfrak{R} - R = \frac{1}{1 - \frac{\mathfrak{H}_n}{R}}\ \mathfrak{H}_n.$$

Wenn $\mathfrak{H}_n$ gegen R klein ist, dann können wir $\mathfrak{R} - R = \mathfrak{H}_n$ setzen. Für unsere irdische Atmosphäre wird $\mathfrak{R} - R = 8001$ m. Wenn aber $\mathfrak{H}_n$ von derselben Größenordnung wird wie R, dann wird $\mathfrak{R} - R$ wesentlich größer, ja es wird $\mathfrak{R} - R = \infty$, wenn $\mathfrak{H}_n = R$. So kann bei hinreichend hoher Oberflächentemperatur, d. h. bei Überschreiten der Grenze $\mathfrak{H}_n = R$, geradezu ein Zerstreuen der Atmosphäre stattfinden. Es gibt also für jeden Weltkörper eine Oberflächentemperatur T_n, bei deren Überschreiten die Anziehungskraft nicht mehr hinreicht, die Atmosphäre zu erhalten.

Für eine Wasserstoffatmosphäre ist beispielsweise (wenn $n = 0$ ist):

auf	Merkur	die Grenztemperatur T	2170°
„	Erde	„ „	15060°
„	Jupiter	„ „	40800°
„	Mond	„ „	693°

Adiabatisches Gleichgewicht ($n = 2.5$) ist also in einer Wasserstoffatmosphäre auf dem Monde nur dann möglich, wenn T kleiner ist als 198° oder — 75° C.

Sobald die Masse der Atmosphäre nicht mehr gegen jene des Planeten zu vernachlässigen ist, müssen wir dieselbe aber auch bei der Größe g berücksichtigen. Ganz streng ist ja:

$$g = \frac{G}{r^2}\left(M + 4\pi \int_R^r \varrho\, r^2\, dr\right).$$

G ist die Gravitationskonstante, M die Masse des Himmelskörpers, ϱ die Dichte der Atmosphäre in der Entfernung r vom Zentrum. In diesem Falle ist die Höhe und Masse der Atmosphäre nur mehr näherungsweise zu berechnen. Es ergibt sich dabei:

für k =	für n =	Höhe der Atmosphäre in km	Masse der Atmosphäre in 10^{21} g
∞	0	8	5.2827
2	1	16	5.2908
1.403	2.4814	28	5.2922
1.0296	33.784	291	5.2962
1.0008	125	1196	5.2984

Mit wachsender Höhe (geringerer Temperaturabnahme) nimmt die Masse der Atmosphäre langsam zu. Für $n = 125$ wird in der Höhe von 300 km die Dichte von der Größenordnung 10^{-20} (g/cm). Sehen wir von solchen Luftmassen, bei denen nunmehr 1 Mol. auf 1 ccm entfällt, ab, dann ist die Masse der Atmosphäre $5.3 \cdot 10^{21}$ g.

Die Frage nach der Masse der Atmosphäre erhält durch diese Betrachtungen eine eingehende Beleuchtung.

Außerdem behandelt der Verfasser jene Vorgänge in der Atmosphäre, bei welchen Bewegungen in vertikaler Richtung stattfinden.

Digitized by Google

Es würde aber den zur Verfügung stehenden Raum überschreiten, wenn wir hier auf die Zweiteilung der hierbei in Betracht kommenden atmosphärischen Strömungen eingehend zu sprechen kämen. Bei den Zirkulationen der ersten Klasse beteiligen sich nur relativ kleine Teile der Atmosphäre, während bei den übrigen, die durch eine Fläche, außerhalb welcher keine Stromlinie verläuft, von den ersten getrennt sind, dies nicht der Fall ist. Zu solchen „kurzen Zyklen" gehören z. B. die Wettersäulen und Tornados. Bei den „langen Zyklen", z. B. den Gebieten hohen und tiefen Barometerstandes, gibt es eine solche Fläche nicht. Sie sind Erscheinungsformen der allgemeinen Zirkulation.

Dieses Wenige möge genügen, um zu zeigen, daß das Buch von Emden auch für den Meteorologen vieles bringt, was für denselben interessant und lehrreich, ja zum Verständnis vieler Fragen, die sich ihm aufdrängen, von Wichtigkeit ist.

Wilh. Trabert.

Leyst, E.: Über Schätzung der Bewölkungsgrade. Bulletin de la Société impériale des naturalistes de Moscou. Année 1906, Nouvelle série, Tome XX, 217—269. Moscou 1907.

Wie in seiner früheren Arbeit über „Höfe um Sonne und Mond in Rußland", so zeigt Herr Leyst auch in der vorliegenden, daß die Meteorologie trotz so vieler internationaler Kongresse doch noch in zahlreichen Punkten der systematischen Definition der meteorologischen Erscheinungen und der Präzisierung ihrer Beobachtungsmethoden bedarf. Wenn er auch dabei von den russischen Instruktionen ausgeht und auf Grund von deren Anweisungen feststellt, daß die dortigen Bewölkungsschätzungen bis 1875 einschließlich kaum brauchbar sind und sich an die nach 1875 ausgeführten nicht anschließen lassen, so haben seine Erörterungen über die Methode solcher Schätzungen doch allgemeine Bedeutung, und es ist bedauerlich, daß die Anregungen der Pariser (1885) und Münchener (1891) Konferenzen eben nur Anregungen blieben, außerhalb Rußlands nur ganz vereinzelt in die Tat umgesetzt wurden und keinen Einfluß auf die Methodik erlangten.

Auf die mannigfaltigsten Weisen zeigt Verfasser, daß das bisherige Verfahren zur Schätzung der Bewölkung systematisch fehlerhaft ist. „Sowohl infolge unserer Vorstellung vom Himmelsgewölbe, als auch infolge der Projektion der Wolken auf die Himmelsfläche kommen die untersten Zonen viel stärker in die Schätzung." Erstens können in der Nähe des Horizontes durch Perspektive Lücken zwischen Wolken durch deren Mächtigkeit verdeckt werden, infolgedessen man eine geschlossene Wolkendecke vor sich zu haben meint und zu hoch schätzt. Der zweite Grund liegt in der bekannten Täuschung über die Gestalt des Himmelsgewölbes, wonach man die Mitte des Bogens Horizont-Zenit nicht in 45°, sondern in 22° Höhe sucht und dementsprechend noch größere Fehler in der Zonenschätzung macht; „der wichtigste Teil der Himmelsfläche von 60 bis 90° wird dem Beobachter nur als ein Zehntel erscheinen, und die Wolkenmengen in der Nähe des Horizontes werden ihm von ausschlaggebender Bedeutung erscheinen". Außerdem „steht der Beobachter ratlos vor der Bezeichnung »Zehntel des sichtbaren Himmels«, denn weder internationale Verhandlungen, noch Instruktionen geben ihm darüber Aufschluß, wie er sich den sichtbaren Himmel in Zehntel teilen soll". Solche Überlegungen führten seinerzeit (1892) den Referenten dazu, eine neue Methode der Bewölkungsschätzung vorzuschlagen [1]), deren Prinzip die Ersetzung der schwierigen Flächenschätzung durch solche von Linien ist; an viermonatigen Beobachtungen wurde ihre Brauchbarkeit nachgewiesen.

Um den Fehler der Überschätzung der horizontnahen Schichten zu vermeiden, hat Verfasser in Moskau vom Januar 1896 bis September 1901 Schätzungen der Bewölkung zu den Terminen 7^a, 1^p, 9^p so ausführen lassen, daß drei Zonen von je 30° einzeln und auch der Himmel im ganzen nach Wolkenmengen taxiert wurden. Den regelmäßigsten jährlichen Gang zeigt die Zenitalzone (60 bis 90°). Hieraus und aus einer großen Zahl anderer Überlegungen, deren Erörterung hier zu weit führen würde, kommt der Verfasser zu dem Satze, daß „man die Werte für die zenitale Zone als solche ansehen müßte, welche den wahren Werten der Wolkenmenge am nächsten stehen", und daß „es sich empfiehlt, die Schätzungen nur in einer zenitalen Zone von 60 bis 90° Höhe auszuführen, wozu ein primi-

[1]) Vgl. Das Wetter 1893, S. 217—228.

Digitized by Google

tives Gestell aus Draht erforderlich wäre". Für die Prognose haben allerdings auch die horizontalen Zonen einen gewissen Wert. Hinsichtlich des Einflusses der einzelnen Bewölkungsgrade bei der Zonenschätzung muß auf die Arbeit selbst verwiesen werden, da gerade hier klimatische Eigentümlichkeiten sich zu sehr bemerkbar machen (76 Proz. aller Beobachtungen fallen auf 0 und 10, nur 24 Proz. auf 1 bis 9!), als daß die Resultate allgemeine Gültigkeit beanspruchen können. Gleiches kommt natürlich auch für die Berechnung der heiteren und trüben Tage in Betracht, doch ist hier die überall zutreffende Bemerkung beachtenswert, daß die obere Zone mehr heitere und weniger trübe Tage hat als die untere, wo Wolkenlücken perspektivisch verdeckt werden.

C. Kassner.

Bibliographie.

Meteorologisk **Aarbog** for 1906. Udgivet af det danske meteorologiske Institut. Første del. Kjøbenhavn 1907. Fol. 3 Bl., 145 S.

Annaes do Observatorio do Infante D. Luiz 1904. Volume XLII. Lisboa 1906. Fol. 127 S.

—: 1905. Volume XLIII. Lisboa 1907. Fol. 127 S.

Annaes do Observatorio do Infante D. Luiz. Observações dos postos meteorologicos. Anno de 1889. (Supplemento). Lisboa 1907. Oblong. 19 S.

—: Anno de 1890. (Supplemento). Lisboa 1907. Oblong. 19 S.

—: Anno de 1904. Lisboa 1906. Oblong. 39 S.

—: Anno de 1905. Lisboa 1907. Oblong. 39 S.

Annuaire météorologique pour 1907 publié par les soins de A. Lancaster. Bruxelles 1907. 12°. VII, 610 S., 6 Tafeln.

Annuaire pour l'an 1908, publié par le Bureau des Longitudes. Avec des notices scientifiques. Paris, Gauthier-Villars (1907). kl.-8°. VI, 760, 72, 48, 12, 18, 41 S. Preis 1.50 fr. — Enthält u. a. einen Bericht über die internationale Vereinigung für die Kooperation in Solaruntersuchungen. Die Vereinigung beschäftigt sich auch mit der Messung der Sonnenstrahlung.

Bach, Hugo: Das Klima von Davos nach dem Beobachtungsmaterial der eidgenössischen meteorologischen Station in Davos. Zürich 1907. 4°. IV, 105 S. (Neue Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. Bd. XLII, Abh. 1). Basel, Georg u. Co. Preis 10 fr. — Eine sehr eingehende Monographie der klimatischen Verhältnisse des berühmten Kurortes, wobei auch die benachbarten Kurorte St. Wolfgang (1590 m) und Schatzalp (1878 m) Berücksichtigung finden.

Bemporad, A. e Mendola, L.: L'assorbimento selettivo delle radiazioni calorifiche dedotto da le osservazioni eseguite negli Osservatorî di Catania e dell' Etna nel Settembre 1904. Catania 1907. Folio. S.-A. Mem. d. Soc. d. Spettroscopisti Italiani XXXVI, 1907, S. 165—180.

Birkeland, B. J.: Neue Feuchtigkeits-Tafeln für das Psychrometer unter dem Gefrierpunkt. Christiania 1907. 8°. 33 S. S.-A. Videnskabs Selsk. Skrifter. I. Math.-Nat. Kl. 1907, No. 3.

Biscan, Wilh.: Blitzschutz-Einrichtungen. Ein Handbüchlein für Installateure, Mechaniker, Schlosser usw. Leipzig, O. Leiner 1907. 8°. 2 Bl., 65 S. Preis 1.25 ℳ

Semi-annual **Bulletin** of the Colorado College Observatory containing the annual meteorological summary for 1906. 8°. 41 S., 1 Tafel.

Conrad, Victor: Ein transportabler Tropfenkollektor zur Messung des luftelektrischen Potentialgefälles. 8°. 3 S. S.-A. Physik. Zeitschr. VIII, S. 672—674, 1907.

Dobrowolski, A.: Les cristaux de glace aériens et le phénomène des halos. Bruxelles 1907. 8°. 41 S. S.-A. Ciel et Terre, 28e année.

Eiffel, G.: Recherches expérimentales sur la résistance de l'air exécutées à la Tour Eiffel. Paris, L. Maretheux 1907. 4°. VI, 98 S. 3 Heliogr., 17 Tafeln.

Eliot, John: A discussion of the anemographic observations recorded at Allahabad from september 1890 to august 1904. A discussion of the anemographic observations recorded at Lucknow from june 1878 to october 1892. London 1907. Fol. (Memoirs of the Indian Met. Depart., Vol. XVIII, Part III, S. 283—430, 15 Taf.). Preis 2 Rupees.

Ergebnisse der täglichen Niederschlagsmessungen auf den meteorologischen und Regenmeß-Stationen in der Schweiz. Jahrgang 1906. Herausgegeben von der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt. Zürich (1907). 4°. 2 Bl., 228 S., 2 Bl., 3 Tafeln.

Everdingen, E. van: Relations between mortality of infants and high temperatures. 8°. 13 S. S.-A. Kon. Ak. v. Wetensch. te Amsterdam, Oct. 1907.

Die **Fortschritte** der Physik im Jahre 1906. Dargestellt von der Deutschen Physikalischen Gesellschaft. 62. Jahrgang. Dritte Abteilung, enthaltend Kosmische Physik. Redigiert von R. Assmann. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn 1907. LXXI, 641 S. Preis 32 ℳ

F(roc), L., S. J.: Les tempêtes dans la province maritime du Fon-Kien (Chine). 8°. 8 S. S.-A. Rev. d. Questions scient., oct. 1907. — Chronik der Stürme seit dem 10. Jahrhundert.

Der **Gewitterregen** des 17. Juli 1907 im Nordwesten von Wien. Wien 1907. 8°. 8 S. S.-A. Österr. Wochenschr. f. d. öffentl. Baudienst 1907, Heft 41. (Hydrograph. Dienst in Österreich).

Gilbert, Otto: Die meteorologischen Theorien des griechischen Altertums. Von der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften mit dem Zographospreise gekrönt. Leipzig, B. G. Teubner 1907. 8°. IV, 1 Bl., 746 S. Preis 20 ℳ

Hepworth, Campbell M. W.: Notes on Maritime Meteorology. London, George Philip & Son 1907. 8°. VI S., 1 Bl., 90 S., 7 Tafeln. Preis cloth 2 sh. 6 d. — Der Leiter der Abteilung

Digitized by Google

für maritime Meteorologie am Meteorologischen Amt in London veröffentlicht hier 7 gemeinverständliche Vorträge, um namentlich Seeleuten die Bedeutung der Meteorologie vor Augen zu führen.

Herrmann, E.: Über tatsächliche vieltägige Perioden des Luftdruckes. 8°. 7 S., 3 Tafeln. S.-A. Annal. d. Hydrographie 1907.

Jahrbücher der Königl. Ung. Reichsanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus. XXXIV. Bd. Jahrgang 1904. IV. Teil. Ergebnisse der Niederschlagsbeobachtungen im Jahre 1904. Budapest 1907. 4°. XLII, 193 S., 1 Karte.

— XXXV. Bd., Jahrg. 1905. Budapest 1907. 4°. I. Teil, IX, 225 S.; II. Teil, 1 Bl., 56 S.; III. Teil, 1 Bl., XXIX, 19 S.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1903. Bayern. Beobachtungen der meteorologischen Stationen im Königreich Bayern unter Berücksichtigung der Gewittererscheinungen im Königreich Württemberg, Großherzogtum Baden und in den Hohenzollernschen Landen im Jahre 1903. Veröffentlichungen der Königl. Meteorolog. Centralstation. Jahrg. XXV. München, A. Buchholz 1907. 4°. XII, 140, 67 S.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1906. Großherzogtum Hessen. VI. Jahrgang. Herausg. vom Großh. Hydrographischen Bureau. Bearb. von G. Greim. Darmstadt 1907. Fol. 13, 59 S., 1 Karte.

[Japan] Amount of precipitation in each month and year since the commencement of the observations at 63 stations in Japan. Published by the Central Meteorological Observatory, Tokio. Tokio 1906. 4°. 1 Bl., 46 S., 1 Bl.

—: Maximum daily amount of precipitation in each month and year since the commencement of the observations at 63 stations in Japan. Published by the Central Meteorological Observatory, Tokio. Tokio 1906. 4°. 1 Bl., 46 S.

—: Mean air temperature in each month and year since the commencement of the observations at 63 stations in Japan. Published by the Central Meteorological Observatory, Tokio. Tokio 1906. 4°. 1 Bl., 46 S.

—: Number of days with precipitation in each month and year since the commencement of the observations at 63 stations in Japan. Published by the Central Meteorological Observatory, Tokio. Tokio 1906. 4°. 1 Bl., 46 S.

—: Results of the meteorological observations made in Japan for each period of five years since 1876 and for the 10, 15, 20, 25, 30 years ending 1905. Published by the Central Meteorological Observatory, Tokio. Tokio 1906. 4°. 2 Bl., 159 S.

Joester, Karl: Die Föhnerscheinungen im Riesengebirge. Inaug.-Dissert. Berlin. (Berlin) 1907. 8°. 1 Bl., 48 S.

Keeling, B. F. E.: The climate of Abbassia near Cairo. Cairo 1907. 8°. 61 S., 8 Tafeln. (Survey Department paper No. 3).

Klossowsky, A.: Meteorologie. I. Teil. Statische Meteorologie. Odessa 1908. 8°. XI, 642 S., 205 Abbild. im Text und 9 Tafeln. — In russischer Sprache.

Lampe, E.: Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen der Station II. Ordnung Wiesbaden i. J. 1906. 8°. 54 S. S.-A. Jahrb. d. Nass. Ver. f. Naturkunde. Jahrg. 60.

Martonne, E. de: Note préliminaire sur le vent d'Autun. Montpellier 1907. 8°. 17 S. S.-A. Bull. de la Soc. Languedocienne de Géogr.

Materyały zebrane przez Sekcyę meteorologiczną w roku 1906. 8°. 71 S. S.-A. Spraw. Kom. fizyogr. (Krakau 1907).

Onweders, optische verschijnselen, enz. in Nederland naar vrijwillige waarnemingen in 1905. Deel XXVI. Amsterdam 1907. 125 S., 1 Tafel. (Kon. Nederlandsch Meteorologisch Instituut No. 81).

Rapport de la Conférence Météorologique Internationale. Réunion d'Innsbruck 1905. Paris 1907. 8°. X, 160 S. (Bureau Central Météorologique).

Hourly **Readings** obtained from the self-recording instruments at four observatories in connexion with the Meteorological Office, 1906. Published by the authority of the Met. Council. London 1907. 4°. XIII, 197 S. Preis 25 sh.

Redwitz, Marie von: Planeten-Calendarium, eingerichtet auf das Jahr des Heils 1908. Ein gar sinnreich Büchlein über die Natur der Planeten, deren Influenz und sonstige lehrsame Dinge, mit Bauern-Practica und Regeln für den Menschen insgemein versehen. Gezieret mit artigen Bildlein, so Meister Sebald Behaim von Nürenberg in Holz geschnitten. Mit Fleiß zusammengestellet. Leipzig, Insel-Verlag (1907). 8°. 6 Bl. Calendarium, 53 S. Preis 3.50 ℳ

Annual **Report** of the Director of the Weather Bureau for the year 1905. Part I. Hourly meteorological observations at the Manila Central Observatory, 1905. Manila 1907. 4°. 154 S., 1 Bl.

Report on administration of the Meteorological Department of the Government of India in 1906—1907. Fol. 21 S.

Riccò, A.: Anomalie della gravità e del magnetismo terrestre in Calabria e Sicilia. Roma 1907. Folio. 10 S., 1 Tafel. S.-A. Annal. d. Ufficio centr. met. XIX, P. I, 1897.

—: L'Osservatorio Etneo in rapporto al servizio meteorologico. Secondo riassunto delle osservazioni meteorologiche eseguite all' osserv. su l'Etna dal 1892 al 1906. Nota dei dott. L. Mendola e F. Eredia. Roma 1907. 8°. S.-A. Rendic. d. Acc. d. Lincei, cl. sc. met. XVI, 1907.

Rijckevorsel, van: Konstant auftretende sekundäre Maxima und Minima in dem jährlichen Verlauf der meteorologischen Erscheinungen. 3. u. 4. Abteilung. Rotterdam 1907. 4°. 24 S., 3 Tafeln.

Rotch, A. Lawrence: Did Benjamin Franklin fly his electrical kite before he invented the lightning rod? Worcester, Mass., Davis Press 1907. 8°. 8 S. (Read before the American Antiquarian Society, at its Annual Meeting in Worcester, October 24, 1906).

Sandström, J. W.: Über die Temperaturverteilung in den allerhöchsten Luftschichten. Upsala u. Stockholm 1907. 8°. 6 S. (Arkiv f. Matematik, Astron. och Fysik. Bd. 3).

Spostrzeżenia meteorologiczne, dokonane w ciągu trzechlecia 1901—1903 na stacyach meteorol. sieci Warszawskiej, wydane przez Stacyę Centralną Meteorol. przy Muzeum Przemystu i Rolnictwa w Warszawie. Warszawa 1907. 8°. 1 Bl., LXXXIX, 112 S. S.-A. Pamiętnika Tizyograficznego, T. XIX.

Voller, A.: Das Grundwasser in Hamburg. Mit Berücksichtigung der Luftfeuchtigkeit, der Lufttemperatur, der Niederschlagsmengen und der Flußwasserstände. 15. Heft, 1906. Hamburg 1907. gr.-4°. 7 S., 4 Tafeln.

The **Ziegler Polar Expedition** 1903—1905, Anthony Fiala, Commander. Scientific results obtained under the direction of William J. Peters, representative of the National Geographic Society in charge of scientific work. Edited by John A. Fleming. Published under the auspices of the National Geographic Society by the Estate of William Ziegler, Washington, D. C. 1907. 4°. 1 Bl., VII S., 1 Bl., 630 S., 25 Tafeln, 3 Karten, 16 Blätter mit Kurven.

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

J. Hauff & Co., G. m. b. H.

Feuerbach (Württemberg).

Hauff-Trockenplatten

höchster Empfindlichkeit

Gewöhnliche Momentplatte
Orthochromatische Momentplatte
Lichthoffreie orthochr. Platte } Gleiche Preise

Sauberste Präparation. Vorzügliche Deckung und Klarheit Feines Korn. Keine Gelbfärbung, daher für jeden Entwickler gleich gut verwendbar. Hervorragend für Standentwicklung.

Neu! **Flavin-Platte-Hauff** Neu!

Orthochromatische Momentplatte. Gibt ohne Anwendung einer Gelbscheibe die Helligkeitswerte von Gelb und Grün naturgetreu wieder. Vorzüglich für Aufnahmen im Gebirge, Schneelandschaften, Blumen, farbige Kostüme usw.

Näheres im Photo-Handbuch-Hauff. Gratis.

Neu! **Hauff-Diapositiv-Platte** Neu!

für Projektions-, Stereoskop- und Fenster-Bilder.
Hervorragend brillant und plastisch wirkend.
Für schwarze, braune und violette Töne geeignet.

Genaue Gebrauchsanweisung liegt jeder Packung bei.

Bezug durch die Handlungen photographischer Artikel.

Barograph, Richard Frères, Paris, tadellos erhalten, ferner **Thermograph,** Fuess, Berlin, beide 1 Jahr in Betrieb, wegen Anschaffung eines Meteorographen preiswert, a. einzeln, abzugeben. Franko Offerten an **Carl Appelrath, Aachen.**

Naturwissenschaftliche Rundschau.

XXIII. Jahrg. 1908

Wöchentlich eine Nummer von 1½ bis 2 Bogen.

Preis pro Quartal 5 *M*

Wöchentliche Berichte über die Fortschritte auf dem Gesamtgebiete der Naturwissenschaften.

Unter Mitwirkung hervorragender Gelehrten herausgegeben von Prof. Dr. W. Sklarek.

Der Eintritt ins Abonnement kann jederzeit erfolgen. Bestellungen nehmen sämtliche Buchhandlungen und Postanstalten entgegen.

***Probenummern** werden auf Verlangen von jeder Buchhandlung oder von der Verlagsbuchhandlung unmittelbar kostenfrei geliefert.*

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Biermann, Prof. Dr. Otto, **Vorlesungen über mathematische Näherungsmethoden.** Mit 35 eingedruckten Abbildungen. *M* 8.—, geb. in Lnwd. *M* 8.80.

Güssfeldt, Prof. Dr. Paul, **Grundzüge der astronomisch-geographischen Ortsbestimmung** auf Forschungsreisen und die Entwickelung der hierfür maßgebenden mathematisch-geometrischen Begriffe. Mit 95 Abbild. *M* 10.—, geb. in Hlbfrz. *M* 12.—.

Koppe, Prof. Dr. C., **Photogrammetrie und internationale Wolkenmessung.** Mit Abbild. und 5 Tafeln. *M* 7.—.

Landauer, Dr. John, **Die Spektralanalyse.** Mit 44 Holzstichen und einer farbigen Spektraltafel. *M* 4.—.

Lorentz, H. A., **Sichtbare und unsichtbare Bewegungen.** Unter Mitwirkung des Verfassers aus dem Holländischen übersetzt von G. Siebert. Mit 40 Abbildungen. *M* 3.—, geb. in Lnwd. *M* 3.80.

Müller, Prof. Dr. Joh., **Lehrbuch der kosmischen Physik.** 5. Auflage. Mit 447 eingedruckten und 25 dem Texte beigegebenen Holzstichen, sowie einem Atlas von 60 zum Teil in Farbendruck ausgeführten Tafeln. *M* 26.—, geb. in 2 Hlbfrzbdn. *M* 30.—.

Schaik, W. C. L. van, **Wellenlehre und Schall.** Autorisierte deutsche Ausgabe von Prof. Dr. Hugo Fenkner. Mit 176 Abbildungen. *M* 8.—, geb. in Lnwd. *M* 9.—.

Thomson, Prof. J. J., **Elemente der mathematischen Theorie der Elektrizität und des Magnetismus.** Autoris. deutsche Ausgabe von Prof. Gustav Wertheim. Mit 133 Abbildungen. *M* 8.—.

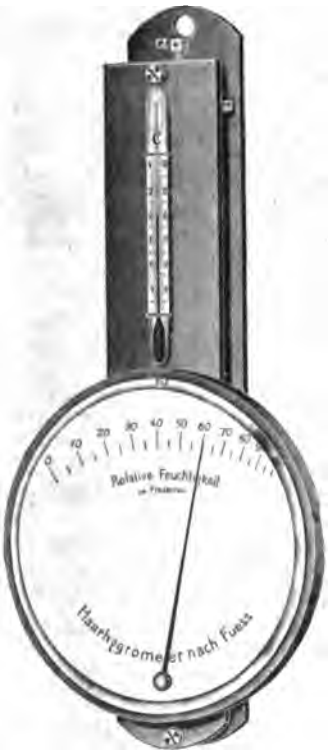
Vogler, Prof. Dr. Chr. August, **Graphische Barometertafeln** zur Bestimmung von Höhenunterschieden durch bloße Subtraktion. Entworfen von Hugo Feld. *M* 4.—.

Weinstein, Prof. Dr. B., **Die Erdströme** im deutschen Reichstelegraphengebiet und ihr Zusammenhang mit den erdmagnetischen Erscheinungen. Mit einem Atlas, enthaltend 19 lithographische Tafeln. *M* 4.—.

— **Thermodynamik und Kinetik der Körper.** I. Band: *Allgemeine Thermodynamik und Kinetik und Theorie der idealen und wirklichen Gase und Dämpfe.* Mit Abbild. *M* 12.—. II. Band: *Absolute Temperatur, Die Flüssigkeiten, Die festen Körper, Thermodynamische Statik und Kinetik, Die (nicht verdünnten) Lösungen.* *M* 16.—. III. Band, 1. Halbband: *Die verdünnten Lösungen, Die Dissoziation, Thermodynamik der Elektrizität und des Magnetismus.* (Erster Teil.) *M* 12.—.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Digitized by Google



R. Fuess

vorm. J. G. Greiner jun. & Geissler.

Steglitz.

Digitized by Google

1908 Heft 2 Februar

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. R. SÜRING
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXV, zugleich Bd. XLIII der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit neun Textfiguren.

INHALT.

Seite
Dr. C. Kassner: Meteorologische Erdgloben. Mit 2 Textfiguren 49
Karl Kähler: Flächenhelligkeit des Himmels und Beleuchtungsstärke in Räumen 52
Dr. Felix M. Exner: Über eine erste Annäherung zur Vorausberechnung synoptischer Wetterkarten. Mit 2 Textfiguren 57
Kurt Wegener: Über die zweite Fahrt des Ballons „Ziegler" nach England vom 1. bis 3. November 1907, in 40 Stunden. Mit 2 Textfiguren 67

Kleinere Mitteilungen:

Seite
Börnstein: Zur Geschichte der hundertteiligen Thermometerskala 78
Biasnar: Über eine Abänderung des Fortinschen Barometers. Mit 2 Textfiguren 76
t. Barsus: Ballonfahrt in ein Gewitter 78
bewegungen und Barometerschwankung 79
A. Bauer: Die Beziehungen zwischen potentieller Temperatur und Entropie. Mit 1 Textfigur 79
A. Defant: T. Okada über den täglichen Wärmeaustausch in einer Schneedecke 82
F. M. Exner: Messungen der Intensität der Sonnenstrahlung in Warschau von Ladislaus Gorczynski 85
Resultate der meteorolog. Beobachtungen zu Cuyabá im Jahre 1906 87
A. D.: T. Okada: Föhnwinde zu Wosan in Korea 88
Meteorologische Beobachtungen in Kamerun 1906 89
Wetter und Ernten 89
J. Hann: Die Zunahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe am Pic du Midi 90
A. Woeikow: Klima von La Paz, Bolivien 91

Literaturbericht:

Seite
A. Nippoldt: The Ziegler Polar Expedition 1903/05. Anthony Fiala 91
K. Langbeck: Vanderlinden, E., La foudre et les arbres . . 93

ographie 95

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis ℳ 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1908

Digitized by Google

Kondensations-Hygrometer

nach Dr. W. A. Nippoldt

ist für streng wissenschaftliche Zwecke bestimmt. Sein Platz ist in größeren meteorologischen Stationen, hygienischen Instituten und anderen wissenschaftlichen Anstalten, **wo es besonders bei Temperaturen unter 0° unentbehrlich ist,** wenn das Psychrometer als exaktes Instrument versagt.

Beschreibung.

Eine Metalldose, welche den zu verdampfenden Äther enthält, trägt einen Deckel mit einer Vertiefung. Die Wandungen des Deckels sind im Innern der Dose mit Docht umgeben. Außen enthält die Vertiefung Quecksilber. In dessen Oberfläche taucht ein rechtwinklig umgebogenes Thermometer. In die Dose wird ein Luftstrom eingeblasen (durch Gummiball), wodurch lebhafte Verdunstung und Temperaturerniedrigung entsteht. Diese teilt sich dem Quecksilber und gleichzeitig dem Thermometer mit. In dem Moment, in dem der Quecksilberspiegel sich beschlägt, zeigt das Thermometer den Taupunkt. Der Zeitpunkt des Beschlagens ist sehr fein bestimmbar, namentlich, wenn man Glimmerblättchen auflegt und die dabei auftretenden Newtonschen Farbenringe beobachtet. Die Identität der Temperaturen des Quecksilbers und des Thermometers ist bei diesem Instrumente derart sicher, wie sie kein anderes, selbst nicht das Dufoursche Kondensationshygrometer, besitzt.

Siehe auch Beschreibung in der „Meteorologischen Zeitschrift" Jahrgang 1894, S. 157/159 und im „Elektrotechnischen Echo" 1893/94.

Man verlange Gratis-Drucksache Nr. 276.

Wilh. Lambrecht, Göttingen

Gegründet 1859. ✽ **(Georgia Augusta)**

Inhaber des Ordens für Kunst u. Wissenschaft, der großen goldenen und verschiedener anderer Staatsmedaillen. Ehrendiplom, Goldene Fortschritts-Medaille Wien 1906.

Vertreter an allen größeren Plätzen des In- und Auslandes.

Generalvertrieb für die Schweiz, Italien und die österreich. Alpenländer durch:

C. A. Ulbrich & Co. in Zürich.

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 25 * 1908 * Heft 2.

Meteorologische Erdgloben.

Von Dr. C. KASSNER.

In der Zeitschrift „Das Wetter“ (1905, S. 25—32) habe ich eingehend über den Nutzen des Globus in der Meteorologie gesprochen, d. h. wenn er meteorologischen Verhältnissen angepaßt wird, und auch bereits das Erscheinen solcher Globen in Aussicht gestellt. Durch verschiedene Umstände, namentlich durch meine Forderung, daß dem Gradnetz der Meridian von Greenwich als Nullmeridian zugrunde gelegt werden müsse, und die dadurch bedingte Neuzeichnung des ganzen kartographischen Untergrundes ist es erst im Frühsommer 1907 möglich geworden, das erste Exemplar fertig zu stellen. Bald darauf wurden die Globen in den Handel gebracht und im In- und Auslande verkauft.

Bisher hat man sich bei meteorologischen Vorlesungen und Übungen gewöhnlich damit begnügt, auf einen Schieferglobus Isobaren, Isothermen usw. mit farbiger Kreide aufzutragen, kam dann aber in Verlegenheit, sobald man diese Linien für verschiedene Jahreszeiten, Monate usw. zeichnen wollte, jedoch nur einen Globus zur Verfügung hatte. Bei den meteorologischen Karten stört besonders die ungeheuerliche Verzerrung und Vergrößerung der Polarzone, worüber man die sehr treffenden Ausführungen von Hann (Zeitschr. d. österr. Gesellsch. f. Meteorol. 1879, S. 40—41), sowie jene von Bezold und Hann (Meteorol. Zeitschr. 1902, S. 260—269) nachlesen möge.

Als ich nun vor mehreren Jahren der Aufgabe näher trat, meteorologische Globen zu entwerfen, kam ich bald zu der Überzeugung, daß ein Globus für das Jahr zu wenig Zweck hat, denn bei Jahresmitteln sind viele charakteristische Eigenschaften der Isobaren und Isothermen verwischt. Daher entschloß ich mich, zwei Globen zu geben und zwar je einen für den Januar und für den Juli, wodurch Repräsentanten einerseits für den Nordwinter und Südsommer, andererseits für den Nordsommer und Südwinter geschaffen waren. Man kann so die Verlagerungen der Luftmassen, die Änderungen der Aktionszentren der Atmosphäre und vieles andere studieren.

Nun entstand die wichtigste Frage: „Was soll dargestellt werden?“ Zunächst mußte Land und Wasser unterschieden werden, ebenso Ebene und Gebirge, da das ja wichtige meteorologische Faktoren sind; sodann war die Temperatur durch Isothermen, der Luftdruck durch Isobaren und der Wind durch Pfeile wiederzugeben. Von der Darstellung der Niederschlagsverhältnisse mußte ganz abgesehen werden, denn einerseits gibt es noch kein genügendes, wissenschaftliches Material dafür, andererseits wären auch die technischen Schwierigkeiten kaum zu überwinden gewesen, erforderte doch schon die Wiedergabe der anderen meteorologischen Elemente mancherlei Versuche und Ausdrücke.

Zur Zeichnung wurde alles mir in der durch G. Hellmanns Fürsorge außerordentlich reichhaltigen Bibliothek des preußischen Meteorologischen Instituts zur

Digitized by Google

Verfügung stehende Material benutzt, vor allem Hanns Atlas der Meteorologie, sowie die Darstellungen seines Lehrbuches, ferner der Atlas von Bartholomew, der russische klimatologische Atlas, die Segelatlanten der Deutschen Seewarte, Rungs Atlanten des Luftdruckes vom Nordatlantischen Ozean und von Europa. Besonders angenehm war es mir, noch bei der Korrektur das große Werk von Henry, Climatology of the United States, benutzen zu können, da hierdurch die Isobaren und Isothermen der Vereinigten Staaten auf meinen Globen dem neuesten Stande entsprechen und somit vor dem sofortigen Veralten bewahrt blieben, während aus anderen Gegenden so große Änderungen in der nächsten Zeit wohl nicht zu erwarten sind. Außerdem wurde noch eine große Zahl von Monographien eingesehen, namentlich aus den letzten Jahren, um überall möglichst gute Beobachtungsdaten zu verwenden; dabei begnügte ich mich nicht mit den Besprechungen in der Meteorologischen Zeitschrift, sondern habe meist die Originalwerke nachgeschlagen. Namentlich gilt das für die Polargegenden, wo natürlich Mohns Bearbeitung der Nansenschen Expedition an erster Stelle zu nennen ist. Von den Ergebnissen der antarktischen Forschung benutzte ich alle mir bis Ostern 1907 (dem Schluß der Korrektur) bekannt gewordenen Resultate, um die Isobaren und Isothermen dieser Gegend wenigstens einigermaßen festlegen zu können; mehr

Fig. 1.

Fig. 2.

kann man ja heute noch nicht verlangen. Schließlich blieben aber doch noch manche fraglichen Punkte bei kritischer Sichtung des Materials, die ich durch Berechnung neuer Mittelwerte zu beseitigen versucht und stellenweise auch beseitigt habe.

Für den Druck der beiden Globen wurden insgesamt mehr als 30 Farbenplatten notwendig, so daß der Preis für beide zusammen, die einen Durchmesser von je 34 cm haben, mit 50 ℳ nicht zu hoch ist, sondern eher als wohlfeil bezeichnet werden kann, zumal sie noch eine Vorrichtung besitzen, die für die Globusfabrikation einen wesentlichen Fortschritt bedeutet.

Bei allen Globen war es bisher unangenehm empfunden worden, daß man die Gegend der Südpolarzone und selbst schon die Südspitzen von Amerika und Afrika nur sehr unbequem betrachten konnte. Diesem Übelstande ist zufolge einer Anregung von G. Hellmann bei meiner Vorführung der ersten Globen nach vielen Versuchen durch eine unter gesetzlichem Musterschutz stehende Vorrichtung abgeholfen. Man stelle den Globus so, daß sich der Meridianbügel rechts befindet, fasse mit der rechten Hand den Nordpol an, hebe mit der linken eine Sperrfeder

Digitized by Google

am Südpol aus und lege den Globus nach rechts um. Dann ruht der Bügel auf dem Tische, so daß man auch in dieser Stellung den Globus drehen kann.

Über die Ausführung des Globus ist folgendes zu sagen:

Ein grauer Farbenton hebt die Landflächen von den Wasserflächen ab und ein brauner läßt die Gebirge hervortreten.

Die Temperaturverteilung ist durch rote Isothermen dargestellt. Die 0°-Isotherme ist als Grenze der warmen und kalten Gebiete besonders hervorgehoben (═); auch die Zehnergrad-Isothermen ($\pm 10°$, $\pm 20°$, $\pm 30°$, $-40°$) sind stärker gezogen. Um aber die Temperaturverhältnisse noch deutlicher hervortreten zu lassen, ist Flächenkolorit angewendet worden, und zwar rot für die warmen (über 0°), blau für die kalten (unter 0°) Gebiete; außerdem sind die Zonen zwischen je 10° von 0° aus mit immer dunkleren Farbentönen angelegt, so daß die dunkelroten und dunkelblauen Flächen als die wärmsten und kältesten Gegenden sofort zu überblicken sind.

Schwierig war die Frage der Darstellung des Luftdruckes. Flächenkolorit war nicht anzuwenden, da es mit demjenigen für die Temperatur unangenehme und stark deckende Mischfarben geliefert hätte; Schraffur verbot sich, da es technisch kaum ausführbar war, die Schraffierlinien so zu zeichnen, daß sie bei der Zusammensetzung der Globusstreifen gerade Linien ergaben. Schließlich zog ich die Isobaren (in Blau) über 760 mm aus, während sie unter 760 mm gestrichelt wurden. So konnte ich Hoch- und Tiefdruckgebiete gut voneinander trennen, so daß sie auch auf den ersten Blick dem Auge auffallen, aber ich opferte ein bei wissenschaftlichen Darstellungen übliches Kriterium für mehr oder weniger zuverlässige Grundlagen. In der Regel deutet man bekanntlich durch punktierte oder gestrichelte Linien an, daß die zu ihrer Festlegung benutzten Werte noch nicht hinreichen oder daß die Linien überhaupt nur hypothetisch sind. Indessen weiß ja jeder Meteorologe, welchen Grad von Zuverlässigkeit die Isobaren und auch Isothermen in den verschiedenen Gegenden besitzen. Die Isobare 760 mm, die ungefähr dem mittleren Luftdrucke entspricht, ist als Trennungslinie der Gebiete hohen und tiefen Luftdruckes besonders stark gezeichnet (═).

Die vorherrschenden Winde werden durch Pfeile (→), die mit dem Winde fliegend gedacht sind, angegeben.

Endlich lassen die eingetragenen Orte durch besondere Signaturen die Sitze aller meteorologischen Institute (■), der meteorologischen Observatorien (+) — auch nicht mehr bestehender, wie Ben Nevis usw. — und zahlreicher meteorologischer Beobachtungsstationen (●) erkennen. Bei der Auswahl letzterer wurde möglichst auf meteorologisch oder klimatologisch wichtige oder interessante Orte Rücksicht genommen. So findet man darunter die Stationen des internationalen Polarjahres 1882/83, die Krakatoainsel, die regenreichen Orte Tscherrapundji, Debundja, Los Evangelistas (Südchile), das verdunstungsstarke Alice Springs in Zentralaustralien, ferner Werchojansk und Luktschun usw.

Die Gebrauchsanweisung, die jedem Globuspaar vom Verleger (Dietrich Reimer [Ernst Vohsen] in Berlin) beigegeben wird, habe ich dadurch zu bereichern gesucht, daß ich erstens Zahlen über die Größenverhältnisse meteorologischer Erscheinungen usw. mitteilte und zwar sowohl nach der Wirklichkeit, wie auch auf den Globen. Man erhält dadurch einen überraschenden Einblick in die wahren Raumverhältnisse der Atmosphäre. Auch sind verschiedene dieser Zahlen durch Figuren wiedergegeben; schneidet man die Figuren aus und gibt ihnen durch Unterkleben die entsprechende

Digitized by Google

Stärke, z. B. der ein mittleres Tiefdruckgebiet darstellenden Scheibe die Dicke von 0.13 mm (= 5 km in Wirklichkeit), so kann man sie durch Auflegen auf den Globus sehr gut zu Demonstrationen über die Raumverhältnisse der Atmosphäre benutzen. Aus den Zahlen folgt hier ein Auszug:

	In Wirklichkeit	Auf dem Globus
1. Atmosphäre.		
Höhe	300 km	8.01 mm
Höhe der halben Luftmasse etwa	5100 m	0.13 mm
2. Tiefdruckgebiete.		
Durchmesser im Mittel	2500 km	6.63 cm
Höhe im Mittel	5 km	0.13 mm
Größte Geschwindigkeit in einer Stunde	130 km	3.47 mm
Mittlere Geschwindigkeit in einer Stunde	27 km	0.72 mm
3. Wolken.		
Mittlere Höhe der Cirren	9 km	0.24 mm
Sichtbarkeitskreis der Cirren, Durchmesser	625 km	1.67 cm
Leuchtende Nachtwolken, Höhe	85 km	2.27 mm
Ihr Sichtbarkeitskreis, Durchmesser	1920 km	5.13 cm
4. Ballonfahrten.		
Höchster Aufstieg von Menschen	10.8 km	0.29 mm
Höchster Aufstieg von Sondierballons	25.8 km	0.69 mm
Höchster Drachenaufstieg	6.4 km	0.17 mm
5. Observatorien.		
Eiffelturm	300 m	0.008 mm
Zugspitze	2965 m	0.08 mm
Monte Rosa (Alpen)	4560 m	0.12 mm
Mount Misti (Peru)	5850 m	0.16 mm
6. Erdtemperatur.		
Tiefste Messung in der Erdkruste (Bohrloch bei Paruschowitz in Oberschlesien)	2 km	0.05 mm
7. Wetterkarten.		
Der Bereich der Wetterkarten der Deutschen Seewarte umfaßt auf dem Globus ein Trapez mit Parallelseiten von 8 und 8.5 cm und Schrägseiten von je 9.3 cm Länge.		

Zum Schluß ist es vielleicht nicht uninteressant, eine kleine Prüfung der Isothermen anzustellen. Zu dem Zwecke entnahm ich auf dem Januarglobus längs zweier Breitenkreise ($+20^0$ und $+50^0$) von 10 zu 10^0 die Temperatur und erhielt als Mittel der 36 Werte

für 20^0 NB 21.7^0 (21.9^0 bei Spitaler),
für 50^0 NB -7.8^0 (-7.0^0 „ „).

In letzterem Resultate tritt deutlich der Einfluß der neuen Isothermenzeichnung auf Grund der erwähnten amerikanischen Klimatologie hervor.

Flächenhelligkeit des Himmels und Beleuchtungsstärke in Räumen.

Von Karl Kähler in Potsdam.

I.

Die Frage, ob ein Platz in Schulen, Fabriken usw. bei Tageslicht gut genug beleuchtet ist, führt dadurch auf meteorologisches Gebiet, daß die Schwankungen der Beleuchtungsstärke, abgesehen von dem an den Wänden reflektierten Lichte, größtenteils verursacht werden durch Schwankungen der Himmelsflächenhelligkeit. Zur Kenntnis der wechselnden Platzbeleuchtungsstärken ist also eine Kenntnis der Helligkeitsänderungen am Himmel erforderlich. Absolute Messungen dieser Hellig-

Digitized by Google

keit nun lassen sich ganz bequem mit dem Weberschen Photometer anstellen, sofern vorher die Konstante desselben für Flächenhelligkeit bestimmt ist[1]). Bedingung bei der Einstellung ist nur, daß der auf den Haupttubus aufgesetzte Abblendungstubus allein Strahlen empfängt von dem betreffenden Himmelsstück; für den Platz wird das Stück am wesentlichsten sein, das von ihm aus sichtbar ist. Außerdem ist zu beachten, daß wegen der Farbendifferenz zwischen Tages- und Benzinlicht die Messungen nur im Rot und Grün erfolgen können. Aus dem Verhältnis Grün zu Rot ist dann Weiß zu berechnen[2]). Das Photometer liefert so die Flächenhelligkeit, ausgedrückt in „primären" Einheiten. (Einheit der primären Flächenhelligkeit hat die Fläche, von der 1 qcm soviel Licht aussendet wie die Normalkerze.)

Die Himmelshelligkeit ist ja nun bekanntlich weder konstant, noch zu irgendeiner Zeit gleichmäßig. Die Abstufungen in den verschiedenen Höhen des Himmelsgewölbes gibt am besten eine andere relative Methode, die zuerst von W. Schramm[3]) auf Veranlassung von Prof. Weber in Kiel angewandt wurde, und die auf folgendem beruht: Man benutzt im Weberschen Polarisationsphotometer als Seitentubus ein Ansatzrohr, das konstant auf den Zenit gerichtet ist und nur Rauchglas enthält, und stellt den Haupttubus mit dem Abblendungstubus auf andere Stellen des Himmels ein. Man erhält so, indem man mit Hilfe der im Haupttubus befindlichen Nicols gleich hell macht, aus den Drehungswinkeln durch verhältnismäßig einfache Rechnung[4]) die Helligkeit des betreffenden Himmelsstückes, bezogen auf den Zenit als Einheit. Besonders einfach gestalten sich diese Messungen an gleichmäßig trüben Tagen, wo sich der Stand der Sonne überhaupt nicht am Gewölk verrät; gerade diese dunkelsten Tage sind ja auch für die Beurteilung von Schulplätzen von größter Wichtigkeit, weil an ihnen die Beleuchtungsstärke nicht unter die zulässig tiefste Grenze, nach H. Cohn 10 Meterkerzen für rotes Licht, also im Weiß ungefähr 25 Meterkerzen, heruntergehen darf.

Die folgende Tabelle I gibt die von mir auf Veranlassung von Herrn Professor Weber im Winter 1904/05 im Physikalischen Institut zu Kiel an solchen trüben Tagen gemessenen Werte der absoluten und relativen Flächenhelligkeit, und zwar geschah die Messung der absoluten durch ein offenes Fenster des zweiten Stockes nach dem Südhorizont zu, die der relativen auf dem vollkommen frei gelegenen Dache des Instituts. Unter der Rubrik „Ortshelligkeit" ist außerdem die gleichzeitig gemessene Beleuchtungsstärke einer fest auf dem Dache angebrachten, vom ganzen Himmel beleuchteten Milchglasscheibe angegeben; solche „Tageslichtmessungen" werden seit 1890 jeden Mittag in Kiel ausgeführt[5]). Diese Ortshelligkeit läßt sich auch bei gleichmäßig trübem Himmel, wenigstens ungefähr, aus den gemessenen absoluten und relativen Flächenhelligkeiten berechnen: Aus dem Lambertschen Grundgesetz folgt für die Beleuchtungsstärke einer Fläche df_1, die sich horizontal im Mittelpunkte einer gleichmäßig hellen Halbkugel von der Flächenhelligkeit H und dem Radius r befindet:

$$B = \int \frac{H df df_1}{r^2} \sin\varphi,$$

[1]) Über diese Bestimmung vgl. z. B. Ch. Jensen, Beiträge zur Photometrie des Himmels. Inaug.-Diss. Kiel 1898, S. 44.
[2]) Vgl. L. Weber, Wied. Ann. **26**, 386 (1885).
[3]) W. Schramm, Die Verteilung des Lichtes in der Atmosphäre. Inaug.-Diss. Kiel 1901, S. 31.
[4]) W. Schramm, l. c. S. 32.
[5]) Vgl. L. Weber, Resultate der Tageslichtmessungen in Kiel. Schriften des Naturw. Vereins für Schleswig-Holstein **10**, 77; **11**, 48; **13**, 97.

Digitized by Google

Tabelle I. Flächenhelligkeiten des Himmels.

Datum	Zeit	Relative Flächenhelligkeit, Zenit = 1: Höhe des Flächenstückes über Horizont	S	W	N	E	Absolute primäre Flächenhelligkeit im S 10°	Ortshelligkeit	Bemerkungen
a) Trübe Tage. (Süden = Stand der Sonne.)									
12. Dez. 04	$9^1/_2{}^a$	10°	0.43	0.47	0.51	0.48	—	—	≡[1]
12. Dez. 04	$10^1/_2{}^a$	10	0.30	0.36	0.30	0.34	0.037	6 200	≡[0]
		30	0.64	0.60	0.72	0.58			
		60	0.91	0.73	0.83	0.88			
13. Dez. 04	$10^1/_2{}^a$	10	0.19	0.21	0.16	0.21	0.011	3 900	∞[2]
		30	0.45	0.53	0.42	0.38			
		60	0.64	0.76	0.71	0.70			
15. Dez. 04	$11^1/_4{}^a$	10	0.29	0.26	0.26	0.32	0.075	7 200	≡[0]
		30	0.55	0.52	0.54	0.54			
		60	0.86	0.94	0.81	0.73			
16. Dez. 04	$11^1/_2{}^a$	10	0.48	0.46	0.46	0.40	0.046	2 600	≡[1]
		30	0.73	0.70	0.85	0.69			
		60	0.92	0.96	0.94	0.94			
22. Dez. 04	10^a	10	0.25	0.23	0.22	0.23	0.012	3 100	
		30	0.60	0.55	0.61	0.60			
		60	0.90	0.85	0.91	0.92			
28. Dez. 04	2^p	10	0.61	—	—	—	0.007	900	
15. Febr. 05	$4^1/_2{}^p$	10	0.38	—	0.39	—	0.006	1 100	≡[1]
		30	0.58	—	0.61	—			
		60	0.83	—	0.90	—			
6. März 05	0^p	10	0.41	—	0.33	—	0.067	8 000	
		30	0.67	—	0.65	—			
		60	0.83	—	0.92	—			
20. März 05	10^a	10	0.44	—	0.40	—	0.078	9 000	≡[1]
		30	0.63	—	0.72	—			
		60	0.90	—	0.88	—			
30. März 05	0^p	10	0.41	—	0.49	—	—	19 700	
		30	0.68	—	0.57	—			
		60	0.81	—	0.81	—			
b) Heitere Tage.									
19. Dez. 04	10^a	10°	5.5	1.9	1.5	8.8	—	13 800	
		30	5.8	1.5	2.1	9.5			
		60	1.7	0.8	1.5	3.2			
27. Dez. 04	2^p	10	9.4	5.9	2.0	6.9	0.046	14 000	
		30	3.4	4.3	1.4	2.4			
		60	1.4	1.5	0.8	1.2			
10. Jan. 05	2^p	10	—	5.9	3.5	—	—	15 000	
		30	—	2.0	1.5	—			
		60	—	1.3	0.95	—			
16. Jan. 05	0^p	10	∞	2.9	2.7	3.1	—	18 500	
		30	10.0	1.9	1.7	2.3			
		60	2.0	1.2	0.94	1.1			

wenn df ein Flächenelement der Halbkugel und φ der Elevationswinkel von df_1 ist. Bei konstantem H ergibt die Integration

$$B = \pi . H,$$

wenn beide Größen B und H auf das Quadratcentimeter bezogen sind. Wird B in Meterkerzen gemessen, dann ist

$$B = \pi . 10000 . H.$$

Ist nun H nicht konstant, ist z. B. der Zenit doppelt so hell als der Horizont, so kann man dem Rechnung tragen, indem man setzt:

$$H = H_H + H_H \sin \varphi,$$

wenn H_H die Horizonthelligkeit ist. Dann ergibt die Integration nach dem Lambertschen Gesetze:

$$B = \tfrac{5}{8} \pi H_H . 10000 \text{ Meterkerzen.}$$

Für Zenit gleich dreimal Horizont erhält man analog:

$$B = \tfrac{7}{8} \pi H_H . 10000 \text{ usf.}$$

Digitized by Google

Die Rechnung zeigt in einigen Tagen ganz gute Übereinstimmung; die meisten Zahlen fallen jedoch kleiner aus als die gemessenen Ortshelligkeiten. An den meisten Tagen trifft also, wie ja auch die Messungen direkt zeigen, die Annahme

$$H = H_B + H_B \sin \varphi$$

nicht zu.

Es scheint überhaupt, als wenn sich keine geeignete Funktion finden läßt, die allen vorhandenen Abstufungen der Himmelshelligkeiten bei trübem Himmel gerecht wird. Jedenfalls geht aus den Messungen der Tabelle I hervor, und darin ergänzen sie willkommen die wenigen Schrammschen Zahlen, daß zuweilen der Zenit kaum doppelt, zuweilen aber fünf- bis sechsmal so hell sein kann als der Horizont. Die niedrigste absolute Zenitflächenhelligkeit war 0.011 am 28. Dezember 1904, dem dunkelsten Tage des Winters; die gleichzeitige Ortshelligkeit betrug nur 900 Meterkerzen. An anderen ebenfalls noch trüben Tagen steigen beide Werte auf das 10- ja 20fache dieses Betrages.

Eine gleichfalls noch einfache, aber durch die direkte Sonnenstrahlung doch verwickeltere Verteilung zeigt die Himmelshelligkeit an ganz heiteren Tagen, wo das Flächenstück im N (S = Stand der Sonne) unterhalb des Zenits am dunkelsten ist. Am Schlusse der Tabelle I sind vier solche Messungen hinzugefügt[1]).

II.

Wie man nun die Flächenhelligkeitsmessungen verwerten kann[2]), zeigt das Folgende: Kennt man die mittlere absolute Himmelshelligkeit von einem Platze aus, ferner den Raumwinkel der Fensteröffnung, ebenfalls vom Platze aus gemessen, so kann man die (horizontale) Beleuchtungsstärke des Platzes berechnen, also auf die Weise die Beleuchtungsgüte von zu erbauenden Räumen im voraus beurteilen: Eine leuchtende Fläche F von der Flächenhelligkeit h bewirkt auf der im Winkel α gegen die Senkrechte auf F geneigten Fläche f die Beleuchtungsstärke

$$b = h \cdot \frac{F \sin \alpha}{R^2},$$

wenn R der Abstand Ff ist. $\frac{F}{R^2}$ ist der Raumwinkel, unter welchem F von f gesehen wird. Wird er in Quadratgraden[3]) ω gemessen, so wird

$$\frac{F}{R^2} = \omega \left(\frac{2\pi}{360}\right)^2,$$

also

$$b = h \cdot \left(\frac{2\pi}{360}\right)^2 \omega \sin \alpha,$$

oder rund

$$b = \frac{h \,.\, \omega \sin \alpha}{10\,000}.$$

Bei dieser Überlegung ist nun aber das h nicht in primären Einheiten ausgedrückt, sondern in sogenannten „sekundären". Nach S. 54 galt für die Halbkugel $B = \pi \,.\, 10\,000 \,.\, H$. Die primäre Einheit, in der hier H gemessen ist, ist unbequem groß; in vielen Fällen ist es vorteilhafter, eine andere Einheit zu wählen, die so

[1]) Vgl. W. Schramm, l. c. S. 34.
[2]) Vgl. auch L. Weber, „Das Schulhaus", 1902, Nr. 1.
[3]) Ein Quadratgrad ist die räumliche Ecke, welche vier um je einen Bogengrad divergierende Linien einschließen. So gemessen hat die Kugel 41 252 Quadratgrade.

Digitized by Google

beschaffen ist, daß im Fall der Halbkugel die Beleuchtungsstärke numerisch gleich der Flächenhelligkeit wird, $B = h$, so daß also

$$h = \pi . 10000 . H$$

ist. Diese „sekundäre" Einheit erhält man durch folgende Definition: Die Einheit der sekundären Flächenhelligkeit soll diejenige absolut weiße Fläche haben, die in 1 m Abstand von der Normalkerze beleuchtet wird. In primären Einheiten ergibt sich demnach für

$$b = \pi . H . \omega \sin \alpha.$$

In der Tabelle II sind einige Messungen zusammengestellt, die von mir im Oktober und November 1904 an Plätzen im Physikalischen Institut zu Kiel ausgeführt sind, und zwar ist das b erstens direkt gemessen, und zweitens aus den beobachteten Größen H, ω und α berechnet worden. Alle Plätze lagen im zweiten Stock des Instituts: Platz I 1 m von dem einzigen (E-) Fenster des Dunkelzimmers; Platz II 1 m von einem Südfenster eines sehr hellen, dreifenstrigen Zimmers; Platz III 2.5 m vom Südfenster eines neben dem letzteren gelegenen Raumes. An den Plätzen wurde gemessen: 1. die primäre Flächenhelligkeit desjenigen Himmelsstückes, das in der Verbindungslinie Platz—Fenstermitte lag; 2. die Anzahl der Quadratgrade und der Elevationswinkel des Platzes zu den Fenstern, beides mit Hilfe des Weberschen Raumwinkelmessers [1]); 3. die horizontale Beleuchtungsstärke des Platzes direkt mit Hilfe des Weberschen Photometers, dessen senkrecht stehender Haupttubus durch eine kleine Milchglasplatte mit bekannten Konstanten verschlossen war, und zwar wurde im Rot und Grün gemessen und daraus Weiß berechnet.

An den drei Plätzen wurde außerdem noch mit dem Photometer mit der gleichen Anordnung wie unter 3., nur mit wagerechtem Haupttubus, die Beleuchtungsstärke der Fenstermitte bestimmt, eine Größe, die, wie leicht ersichtlich ist, ebenfalls ein Maß bilden wird für die Güte der Zimmerbeleuchtung. Bei den Plätzen II und III, deren Fenster annähernd Licht von der ganzen Himmelshalbkugel erhielten, läßt sich diese Größe ebenfalls aus der gemessenen Himmelsflächenhelligkeit berechnen. Drückt man diese in sekundärem Maße aus, so bewirkt (siehe S. 55) eine gleichmäßig helle Halbkugel auf der horizontal gelegenen Flächeneinheit eine Beleuchtungsstärke gleich der Flächenhelligkeit der Halbkugel. Auf ein frei gelegenes Fenster wirkt nur die halbe Halbkugel, also ist in diesem Falle

$$B = \frac{h}{2} \text{ oder } = \frac{\pi}{2} . 10000 . H.$$

Die nach dieser Formel mit Hilfe der gemessenen mittleren Helligkeit H berechneten Beleuchtungsstärken sind neben den gemessenen ebenfalls in der Tabelle II enthalten.

Das $\omega \sin \alpha$, die Anzahl der „reduzierten" Quadratgrade, ergab sich für Platz I zu 607, II zu 1363, III zu 342. Alle Plätze sind demnach sehr günstig gelegen; denn nach H. Cohn beträgt das Minimum, das ein Platz besitzen muß, um genügend hell zu sein, 50 reduzierte Quadratgrade. Tabelle II zeigt eine bei der fortwährenden Inkonstanz der gemessenen photometrischen Größenarten bildliche Übereinstimmung zwischen der beobachteten und berechneten Beleuchtungsstärke der Plätze, so daß also jedenfalls der auf S. 55 angegebene Weg für den Architekten beschreitbar ist: die Berechnung der Beleuchtungsstärke aus den berechneten reduzierten Quadratgraden und der dunkelsten Himmelsflächenhelligkeit (0.01 für das Zenit) darf in Weiß für den Platz nicht unter 25 Meterkerzen geben.

[1]) L. Weber, Zeitschr. für Instrumentenkunde, 1889.

Digitized by Google

Tabelle II. Flächenhelligkeit und Beleuchtungsstärke.

Datum	Zeit	Platz	Absolute primäre Flächenhelligkeit zur Fenstermitte	Beleuchtungsstärke des Platzes in Meterkerzen		Beleuchtungsstärke der Fenstermitte in Meterkerzen		Bemerkungen
				gemessen	berechnet	gemessen	berechnet	
27. Okt. 04	3P	I	0.09	198	169	2 580	—	heiter
28. Okt. 04	9½a	II	0.140	2540	[1])	33 100	[1])	heiter, ⊙
28. Okt. 04	11½a	II	0.180	—	—	2 940	2830	ganz trübe, ≡
	10a	II	0.080	255	344	1 340	1260	
	11a	II	0.136	395	586	1 630	2140	
31. Okt. 04	0P	II	0.143	430	612	1 800	2250	gleichmäßig
	1P	II	0.085	362	366	1 150	1330	trübe
	3P	II	0.050	220	214	710	780	
	4P	II	0.013	50	56	165	204	
3. Nov. 04	10a	III	0.018	24	19	325	285	trübe

Über eine erste Annäherung zur Vorausberechnung synoptischer Wetterkarten.

Von Dr. Felix M. Exner.

Wenn im folgenden ein erster Versuch gemacht ist, das oben bezeichnete Problem einer praktischen Lösung näher zu führen, so sei es gleich zu Anfang gestattet, mitzuteilen, daß dessen Ergebnisse keine wirklich befriedigenden sind. Das Problem der Voraussage einer Luftdruckverteilung von einem Tage zum nächsten ist in diesen Zeilen durchaus nicht ausreichend gelöst, und wenn ich mir erlaube, die Ergebnisse meiner Arbeiten trotzdem hier darzustellen, so geschieht es, weil erstens eine rohe Annäherung an die Lösung, wie es scheint, gefunden wurde — bisher war auch eine derartige Annäherung nicht vorhanden —, und weil zweitens die theoretischen Betrachtungen, auf welchen dieselbe basiert, vielleicht noch entwickelungsfähig sein mögen. Auf jeden Fall wird erst die praktische Erfahrung längerer Zeit entscheiden müssen, ob die hier darzustellende Methode irgendwelchen Wert hat.

In zwei früheren Arbeiten[2]) wurden Differentialgleichungen abgeleitet, welche die zeitliche Änderung des Luftdruckes an einem Orte der Erdoberfläche unter sehr vereinfachenden Voraussetzungen darstellen. Die Gleichung, welche in der zweiten Arbeit (l. c.) für diese Größe gefunden wurde, ist dieser Arbeit zugrunde gelegt. Ohne auf eine genaue Wiedergabe der betreffenden Ableitung hier einzugehen, sei der Gedankengang, welcher zu unserer Gleichung führt, kurz skizziert und im übrigen auf die beiden erwähnten Abhandlungen verwiesen, in welchen auch die gemachten Annahmen begründet sind.

Wir betrachten jenen Teil der Erdatmosphäre, welcher zwischen etwa 30 und 80° NBr. oder SBr. liegt. Die hier an der Erdoberfläche beobachteten sogenannten unperiodischen Luftdruckschwankungen sollen sich nur auf eine untere Luftschicht von 5 km Höhe erstrecken. Darüber soll der Druck in kürzeren Zeiträumen ziemlich konstant sein. In der bezeichneten Schicht von der Höhe $H = 5000$ m nehmen wir weiter an, daß alle Luftbewegungen parallel zu den Isobaren an der Erdober-

[1]) Berechnung unmöglich wegen direkten Sonnenscheins.

[2]) Grundzüge einer Theorie der synoptischen Luftdruckveränderungen; Sitzber. d. Wien. Akad. 65, Abt. IIa (1906) und II. Mitteil. ebenda 66, Abt. IIa (1907).

Digitized by Google

fläche geschehen; auch vernachlässigen wir in den Ausdrücken für die Windgeschwindigkeit den Wert der Beschleunigung. Ferner soll die bekannte Gleichung der zugeführten Wärme für die ganze Luftschicht von der Höhe H gelten.

Diese Gleichung, von der wir ausgehen, lautet:

$$\frac{dQ}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} - AR\frac{T}{p}\frac{dp}{dt}^{1}).$$

Die Geschwindigkeitskomponenten nach N und E sind:

$$\frac{d\varphi}{dt} = \frac{RT}{\omega r^2 p \sin 2\varphi}\frac{\partial p}{\partial \lambda}, \quad \frac{d\lambda}{dt} = -\frac{RT}{\omega r^2 p \sin 2\varphi}\frac{\partial p}{\partial \varphi}.$$

In der Höhe H herrscht der Luftdruck p_H, der zeitlich konstant angenommen wird; wegen der Temperaturabnahme gegen die Pole wird auch er gegen diese zu abnehmen, auf einem Breitenkreise aber soll er überall denselben Wert haben. Wir setzen daher $p_H = \varepsilon + \gamma \cos 2\varphi$, wo ε und γ zwei später zu bestimmende Konstanten sind.

Aus der barometrischen Höhenformel

$$p = p_H e^{\frac{gH}{RT}}$$

und den drei obigen Gleichungen läßt sich dann unter den gemachten Voraussetzungen die folgende Gleichung ableiten, wie dies in der zweiten zitierten Arbeit näher ausgeführt ist:

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \frac{2\gamma c_p R T^2}{\omega r^2 p_H (c_p T + AgH)}\cdot\frac{\partial p}{\partial \lambda} = -\frac{pgH}{RT(c_p T + AgH)}\frac{dQ}{dt}.$$

Sie stellt die zeitliche Druckänderung an einem Orte als Funktion des westöstlichen Druckgradienten und der Wärmezufuhr $\frac{dQ}{dt}$ dar.

In dieser Gleichung wollen wir nun die Koeffizienten von $\frac{\partial p}{\partial \lambda}$ und $\frac{dQ}{dt}$ als konstant annehmen, um integrieren zu können, und setzen:

$$\alpha = \frac{2\gamma c_p R T^2}{\omega r^2 p_H (c_p T + AgH)}, \qquad \beta = \frac{pgH}{RT(c_p T + AgH)}.$$

Bei der Zahlenauswertung sind in diese Ausdrücke Mittelwerte der vorkommenden Variabeln für das betrachtete Gebiet der Erdoberfläche einzusetzen.

Wir erhalten schließlich die einfache Beziehung:

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \alpha\frac{\partial p}{\partial \lambda} = -\beta\frac{dQ}{dt} \quad \ldots\ldots\ldots \quad \text{(A)}$$

Diese Gleichung drückt eine durch Wärmezufuhr modifizierte Westostbewegung einer Luftdruckverteilung aus.

Die Größe $\frac{dQ}{dt}$ bedeutet die Wärmezufuhr, bzw. Wärmeentziehung, welche die Masse einer bestimmten Luftsäule bei ihrer Bewegung erfährt. Wir haben uns vorzustellen, daß dieselbe wesentlich durch Fließen über ungleich temperierten Boden, Mischung mit Luftmassen anderer Temperatur, Einstrahlung, Ausstrahlung, vielleicht

---

[1]) Es bezeichne hier und im folgenden: $\frac{dQ}{dt}$ die in der Zeiteinheit der Luftsäule H zugeführte Wärme, p den Druck an der Erdoberfläche, T die Mitteltemperatur der Säule H (absolut), t die Zeit, c_p die spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck (= 0.2375), A das Wärmeäquivalent der Arbeit, g die Schwere $\left(Ag = \frac{1}{424}\right)$, $\omega = 7.10^{-5}$ die Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation, $r = 6300$ km den Erdradius, φ die geographische Breite, λ die geographische Länge (nach E wachsend).

Digitized by Google

auch Kondensation bedingt ist. Bleiben wir bei der ersten Ursache, so ist es schon wahrscheinlich, daß z. B. beim Strömen der Luft im Winter in höheren Breiten vom warmen Meere auf den kalten Kontinent eine Wärmeentziehung regelmäßig eintritt, die nach Gleichung (A) ein Steigen des Luftdruckes zur Folge hat. Ist dieser Einfluß von Ozean und Land ein durchgreifender, stetiger, so liegt es nahe, die Größe $\frac{dQ}{dt}$ in erster Annäherung als eine zeitlich (wenigstens innerhalb von Jahreszeiten oder Monaten) konstante Funktion von Länge und Breite aufzufassen, die allerdings wegen der Vielgestaltigkeit der Kontinente unserer Erde sehr kompliziert gebaut sein wird.

Strömt andererseits Luft über einem Kontinente oder Meere von nördlichen kälteren in südliche wärmere Regionen, so wird sie Wärme aufnehmen, teils infolge der Erwärmung am Boden, teils infolge der Mischung mit den vorliegenden Luftmassen; es wird also $\frac{dQ}{dt}$ auch von der herrschenden Windrichtung abhängen, sohin eine Funktion der Zeit sein. Nehmen wir noch die Einflüsse der Strahlung und Kondensation hinzu, wobei wir manche andere vielleicht nicht kennen, so ersehen wir, daß wir es bei der Wärmezufuhr mit einer sehr komplizierten Funktion von Ort und Zeit zu tun haben, die uns gänzlich unbekannt ist.

Ich habe daher die Größe $\frac{dQ}{dt}$ doch als zeitlich konstant angenommen; aus den Ergebnissen dieser Annahme und der folgenden Rechnung konnte später geschlossen werden, für welchen Zeitraum diese Konstanz vorausgesetzt werden darf. Dieses Vorgehen ist in einem ganz wesentlichen Vorteil begründet, den man für die Integration der Gleichung (A) gewinnt.

Stellen wir uns nämlich vor, die Wärmezufuhr habe für jeden Ort der Erdoberfläche einen gewissen (positiven oder negativen) Wert, der eine gewisse Zeitlang konstant sei, so können wir dieselbe darstellen als Funktion von φ und λ:

$$\frac{dQ}{dt} = f(\varphi, \lambda).$$

Dies gibt für (A):

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \alpha \frac{\partial p}{\partial \lambda} = -\beta f(\varphi, \lambda).$$

Die Integration dieser partiellen Differentialgleichung führt auf die Integration des folgenden Systems totaler zurück:

$$d\varphi = 0, \qquad d\lambda = \alpha dt, \qquad \alpha dp = -\beta f(\varphi, \lambda) d\lambda.$$

Da nach der ersten Beziehung φ hier als konstant zu betrachten ist, so läßt sich die Integration wie in der zweiten auch in der dritten Simultangleichung ausführen. Wir schreiben hierzu:

$$\frac{\beta}{\alpha} \int f(\varphi, \lambda) d\lambda = \Phi(\varphi, \lambda),$$

wo Φ ebenso wie f eine unbekannte Funktion des Ortes ist. Um das vollständige Integral unserer Differentialgleichung hinzuschreiben, nehmen wir noch an, es sei der Druck zu Anfang der Zeit als beliebige, bekannte Funktion $F(\varphi, \lambda)$ des Ortes gegeben. Bezeichnen wir noch das Integral der zweiten obigen Simultangleichung $\lambda - \alpha t = \eta$, so ergibt sich als Integral der Gleichung (A) der Druck p in seiner Abhängigkeit von Ort und Zeit:

$$p(\varphi, \lambda, t) = F(\varphi, \eta) - \Phi(\varphi, \lambda) + \Phi(\varphi, \eta) \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (B)$$

Digitized by Google

Man kann sich durch Differentiation leicht überzeugen, daß diese Gleichung der Differentialgleichung entspricht; ebenso genügt sie der Anfangsbedingung.

Nun können wir uns vorstellen, daß die beiden Funktionen F und Φ, welche Größenverteilungen auf der Erdoberfläche darstellen, in Kugelfunktionen entwickelt sind, also in Reihen, deren Glieder nach $\sin\lambda$, $\cos\lambda$, $\sin 2\lambda$, $\cos 2\lambda$ ... usw., bzw. $\sin\eta$, $\cos\eta$, ... usw. geordnet sind. Man erkennt dann ohne weiteres, daß die einzelnen Glieder wellenartige Verteilungen darstellen; und zwar jene von $\Phi(\varphi, \lambda)$ ruhende, jene von $F(\varphi,\eta)$ und $\Phi(\varphi,\eta)$ aber solche, die mit der Geschwindigkeit α von W nach E fortschreiten. Die Einzelwellen von $F(\varphi,\eta)$ und $\Phi(\varphi,\eta)$ summieren sich und ergeben einfach eine Ostwärtsbewegung der Verteilungen $F(\varphi,\lambda)$ und $\Phi(\varphi,\lambda)$ mit der Geschwindigkeit α.

Es setzt sich demnach der Druck $p(\varphi,\lambda,t)$ zusammen: 1. aus der ostwärts bewegten Anfangsverteilung F, 2. aus einer zeitlich konstanten Funktion $\Phi(\varphi,\lambda)$, 3. aus derselben sich nach E bewegenden Verteilung $\Phi(\varphi,\eta)$.

Da wir $F(\varphi,\eta)$ und $\Phi(\varphi,\eta)$ uns auch in eine Funktion zusammengezogen denken können, so ergibt sich, daß bei zeitlich konstanter Wärmezufuhr eine Welle $F + \Phi$ die Erde umkreisen würde, von welcher ein gewisser für jeden Ort konstanter Druckwert $\Phi(\varphi,\lambda)$ abgezogen den Druck an diesem Orte zu den verschiedenen Zeiten ergeben würde.

Da die Funktion Φ unbekannt ist, wollen wir sie auf folgende Weise eliminieren:

Zu einem Zeitpunkte, den wir als Anfangspunkt ($t = 0$) ansetzen, herrsche die Druckverteilung $F = p_0$. Nach einem endlichen Zeitintervall τ, dessen Größe zu wählen wir uns für später vorbehalten, herrsche die Druckverteilung p_1; nach der Zeit 2τ sei der Druck p_2. In der Gleichung (B) können wir offenbar jede beliebige Druckverteilung F als Anfangsverteilung wählen und haben von da an t zu zählen. Es sei zunächst p_0 die Anfangsverteilung; dann kann man setzen:

$$p_1(\varphi,\lambda) = p_0(\varphi,\lambda-\alpha\tau) - \Phi(\varphi,\lambda) + \Phi(\varphi,\lambda-\alpha\tau).$$

Wählen wir hingegen p_1 als Anfangsverteilung, so finden wir:

$$p_2(\varphi,\lambda) = p_1(\varphi,\lambda-\alpha\tau) - \Phi(\varphi,\lambda) + \Phi(\varphi,\lambda-\alpha\tau).$$

Ziehen wir die erste Gleichung von der zweiten ab, so ergibt sich:

$$p_2(\varphi,\lambda) = p_1(\varphi,\lambda-\alpha\tau) + p_1(\varphi,\lambda) - p_0(\varphi,\lambda-\alpha\tau) \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (C)$$

Diese Gleichung gestattet, den Druck p_2 zur Zeit 2τ aus dem Druck p_1 zur Zeit τ und dem Druck p_0 zur Zeit 0 zu berechnen. Sie ist die Beziehung, welche in dieser Arbeit für die Vorausberechnung einer Druckverteilung zu verwenden versucht wurde. Der Sinn der Gleichung (C) ist ein sehr einfacher: Es seien zwei Luftdruckverteilungen gegeben, die um ein Zeitintervall τ auseinanderliegen (p_0 und p_1). Man sucht die auf die zweite nach dem gleichen Zeitintervall τ folgende dritte Druckverteilung p_2. Hierzu bestimmt man den Druck, der an jedem Orte φ_x, λ_x herrschen soll, in der Weise, daß man auf dem Breitenkreise φ_x vom Punkte λ_x um den Längenunterschied $\alpha\tau$ nach W zurückgeht und auf der Karte p_1 den dort beobachteten Luftdruck entnimmt. Zu diesem addiert man den Druck p_1 im Punkte $\varphi_x\lambda_x$, und subtrahiert von demselben den Druck p_0, der wiederum um die Länge $\alpha\tau$ westlich von λ_x liegt.

Man sieht also, daß Gleichung (C) eine durch Wärmezufuhr modifizierte Westostbewegung der Druckverteilung ausspricht. Die einfache Bewegung nach E wäre durch das Glied $p_1(\varphi,\lambda-\alpha\tau)$ gegeben, während die Differenz $p_1(\varphi,\lambda) - p_0(\varphi,\lambda-\alpha\tau)$ als Korrektionsglied, das dem Zeitintervall τ vorher entnommen ist, dazutritt. Es

Digitized by Google

ist nun klar, daß dieses Korrektionsglied nach unserer Voraussetzung von der Konstanz der Wärmezufuhr konstant sein sollte. Da, wie oben gesagt, diese Annahme aber nicht wirklich eintreffen wird, so muß die Anwendung der Gleichung (C) auf wirkliche Wetterkarten erst zeigen, wie groß das Zeitintervall τ gewählt werden darf, um die Voraussetzung, daß die Wärmezufuhr im zweiten Intervall τ die gleiche bleibe wie im ersten, annähernd brauchbar zu machen. Jedenfalls liegt es am nächsten, das Korrektionsglied dem ersten Zeitintervall τ zu entnehmen, wie hier geschehen ist, da, wenn dasselbe auch nicht konstant, doch eine kontinuierliche Änderung desselben wahrscheinlich ist und mithin zunächst eine einfache Übertragung desselben vom ersten auf das zweite Zeitintervall die besten Resultate erwarten läßt.

Um unsere Gleichung wirklich anzuwenden, haben wir nun vor allem die Größe α zu berechnen. Wir setzten oben:

$$\alpha = \frac{2\gamma c_p R T^2}{\omega r^2 p_H (c_p T + A g H)}, \quad p_H = \varepsilon + \gamma \cos 2\varphi.$$

Die Mitteltemperatur der Luftsäule H kann natürlich nur in einem Mittelwerte eingesetzt werden. Hierzu wurde die mittlere Temperatur unter 50° NBr. bei linearer Temperaturabnahme nach oben von 5° pro Kilometer verwendet. Die Größe γ wurde auf folgende Weise bestimmt: Bei Voraussetzung linearer Temperaturabnahme im Mittel wurde p_H über dem Äquator und über 80° Breite aus den mittleren Temperaturen dieser Breitenkreise berechnet und mit diesen Werten ε und γ gebildet. Der erstere Wert wurde für p_H im Nenner des Ausdruckes für α eingesetzt. Der Druck am Boden ist hierzu überall zu 760 mm angenommen worden.

Die Berechnung von γ, ε und T geschah für alle 12 Monate des Jahres mit Benutzung der von Fr. Hopfner[1]) berechneten mittleren Monatstemperaturen der Breitenkreise, die ich, soweit sie hier verwendet wurden, im folgenden wiedergebe:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
80° NBr. .	—33.3	—32.1	—26.4	—20.4	—8.7	—0.7	1.9	—0.6	—5.8	—16.0	—22.9	—27.7	—16.1°
50° NBr. .	— 7.3	— 6.1	— 0.7	5.2	10.8	15.5	17.9	17.4	12.8	6.9	0.9	— 3.7	5.8°
0° . . .	26.5	26.7	26.7	26.6	26.7	26.2	25.7	25.7	26.3	26.5	26.7	26.4	26.4°

Auf die oben angegebene Weise finden sich folgende Werte von T, γ und ε und mit ihrer Benutzung von α selbst, sowie von $\alpha\tau_1$ in Längengraden, wenn für τ_1 ein Intervall von 24 Stunden gesetzt wird:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
T . . .	253	254	259	265	271	276	278	277	273	267	261	256	266
γ (mm) .	31.4	30.4	27.3	23.7	17.5	12.9	11.3	12.9	15.5	21.1	25.2	27.8	20.6
ε (mm) .	387	388	392	395	401	404	406	404	402	398	394	389	397
$\alpha . 10^6$.	3.54	3.44	3.13	2.77	2.07	1.54	1.36	1.55	1.85	2.47	2.90	3.17	2.41
$\alpha . \tau_1$ . .	17.5	17.0	15.5	13.7	10.2	7.6	6.7	7.7	9.2	12.2	14.4	15.7	11.9

Die so berechneten Monatswerte von α konnten bisher nicht ausreichend geprüft werden; ich habe mich darauf beschränkt, die Prüfung für die Wintermonate zu versuchen, und hierzu der Bequemlichkeit halber den Wert $\alpha\tau_1 = 15$ Längengrade verwendet, ohne auf die berechneten ziemlich geringen Verschiedenheiten der einzelnen kälteren Monate Rücksicht zu nehmen. Ohnehin kann es sich ja bei diesen so roh berechneten Werten nur um ungefähre Schätzungen handeln, die vielleicht später empirisch korrigiert werden können.

In meiner ersten oben zitierten Arbeit wurde mit Benutzung einer der hier verwendeten sehr verwandten Differentialgleichung eine Wetterkarte von Nordamerika

[1]) Die thermischen Anomalien auf der Erdoberfläche, Peterm. Mitteil. 52. 32 (1906).

Digitized by Google

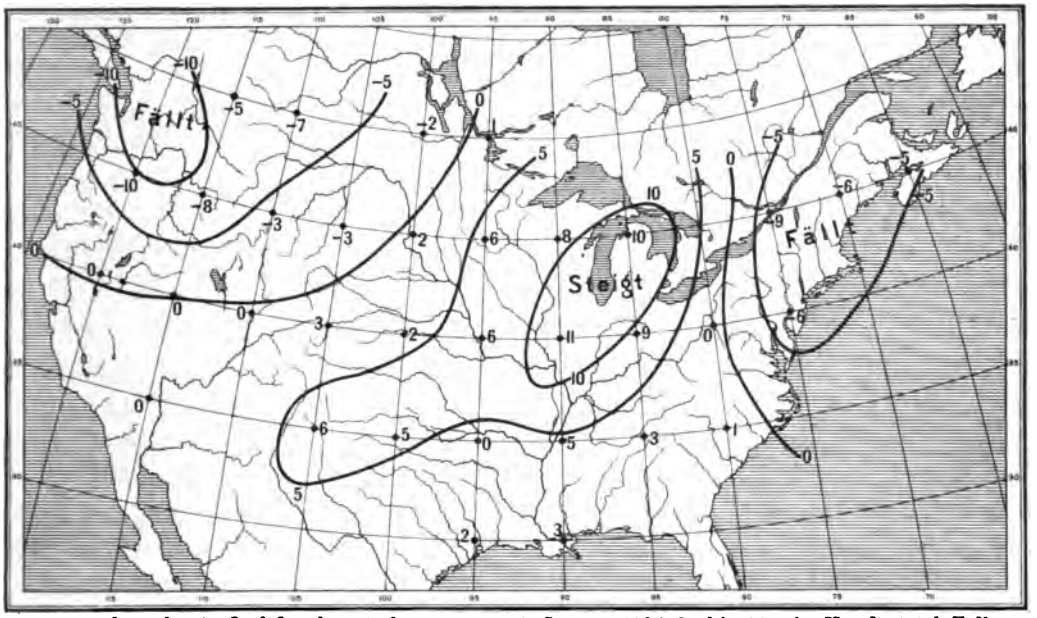
vorauszuberechnen versucht. Das Ergebnis dieser Probe ist in der bezeichneten Arbeit graphisch dargestellt. Damals wurde die Differentialgleichung ohne Integration auf einen Zeitraum von vier Stunden angewendet. Um zu zeigen, daß die hier beschriebene Methode gegen jene vom Jahre 1906 einen wesentlichen Fortschritt bedeutet, habe ich die dort dargestellte Druckänderung hier neu berechnet und gebe das Resultat der Beobachtung und Rechnung in den folgenden zwei Karten wieder. Es handelt sich um die Druckänderungen in Nordamerika am 3. Januar 1895 von 8^p bis 12^p, berechnet aus den Wetterkarten von 4^p und 8^p, die der Platzersparnis wegen hier nicht reproduziert sind, deren eine aber in der obengenannten Arbeit zu finden ist. Das gewählte Zeitintervall τ beträgt hier vier Stunden, also $\frac{\tau_1}{6}$; somit ist für $\alpha\tau$ der Wert von $2^1/_2$ Längengraden zu wählen. Die nach Gleichung (C) berechnete Druckänderung $p_2(\varphi, \lambda) - p_1(\varphi, \lambda)$ stellt die erste, die beobachtete Druckänderung die zweite Karte dar. Die den Karten eingeschriebenen Zahlen sind Hundertstel englischer Zoll. Die Übereinstimmung scheint mir recht befriedigend zu sein; denn die Stationen Denver (unter 40° NBr., 105° WL.) und Salt Lake City (unter 41° NBr., 112° WL.), die hier nicht stimmen, haben vielfach außerordentliche Druckschwankungen, wohl durch das Gebirge beeinflußt, und liegen außerdem recht hoch (Denver 1600 m, Salt Lake City 1300), so daß die Reduktion aufs Meeresniveau unsicher ist. Zur Charakteristik der hier nicht reproduzierten Wetterkarten mag dienen, daß am 3. Januar um 8^p eine Depression etwa unter 125°, eine zweite unter 80°, ein Maximum unter 100°, ein zweites unter 65° WL. lag.

Eine Bestätigung der Theorie für das Zeitintervall von nur vier Stunden mag nun zwar ganz erfreulich sein; trotzdem ist eine praktische Verwendbarkeit nur dann zu erwarten, wenn sich auch für einen größeren Zeitraum, von 12 oder 24 Stunden, die Methode als brauchbar erweist. Um ein Urteil hierüber zu gewinnen, habe ich einige der Wiener Wetterkarten, die in 24stündigen Intervallen erscheinen, zu berechnen versucht. Hierfür nahm ich die ersten Tage eines jeden Jahres der letzten zehn Jahre, womit eine Auswahl der Wetterkarten von einem parteiischen Standpunkte ausgeschlossen wurde und dieselbe rein dem Zufall überlassen war. Ich berechnete nach Gleichung (C) aus den Wiener Karten vom 1. und 2. Januar der Jahre 1898 bis 1907 die Karten vom 3. Januar und verglich sie mit den beobachteten. Aus Raummangel können dieselben hier nicht Platz finden. Die wesentliche Druckverteilung wurde in acht von den zehn Fällen ziemlich gut erhalten, in zwei Fällen muß der Versuch als mißlungen bezeichnet werden. Im folgenden komme ich auf die Erfahrungen, welche bei diesen Rechnungen und Vergleichen gewonnen wurden, noch näher zurück. Hier sei nur noch folgendes mitgeteilt: Die Druckwerte wurden aus Gründen der Einfachheit stets für Schnittpunkte von den in den Karten gezeichneten Breitenkreisen und Meridianen gerechnet; die Beobachtungswerte mußten für diese Punkte natürlich interpoliert werden, was die Rechnung namentlich in Gegenden, wo wenig Stationen sind, unsicher machte. Doch ließ sich dies nicht vermeiden. Jene Punkte waren im allgemeinen so gewählt, daß sie fünf Breitengrade und zehn Längengrade Abstand voneinander hatten. Die Druckänderungen vom 2. zum 3. Januar für alle zehn Jahre wurden für alle diese Punkte einerseits aus der Theorie berechnet, andererseits aus den Beobachtungen interpoliert. Ein Vergleich derselben gibt einen mittleren Fehler (aus der Summe der Fehlerquadrate berechnet) von etwa 5 mm, ein wenig ermutigendes Resultat. Faßt man alle Fälle zusammen, bei welchen entweder die beobachtete oder die be-

Digitized by Google

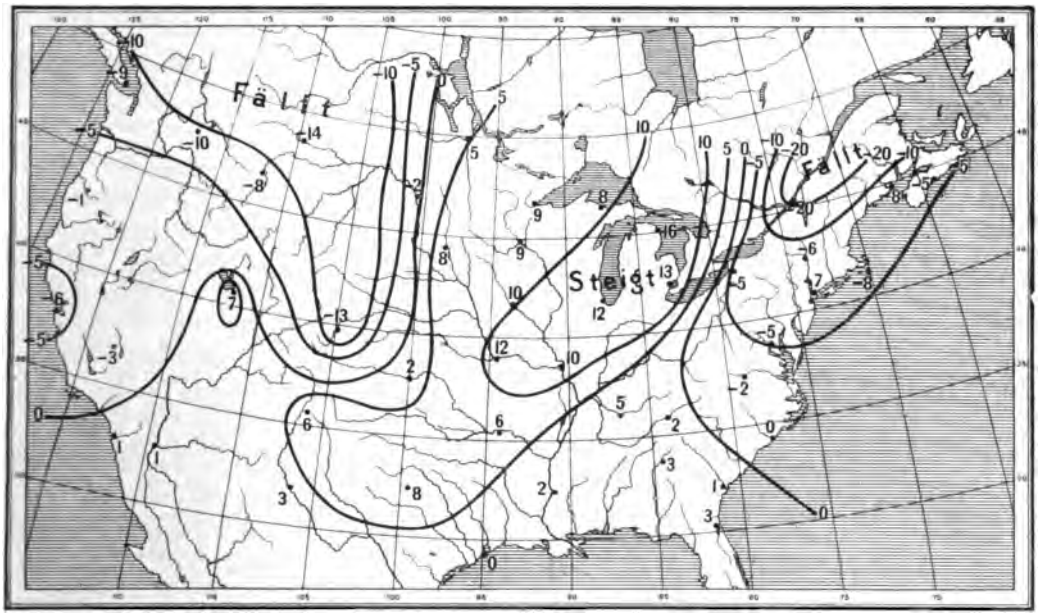
rechnete Druckänderung vom 2. zum 3. Januar gleich oder größer als 5 mm war, so erhält man hingegen nur 20 falsche Vorzeichen unter 120 solchen Fällen. Ein $\Delta p \gtrless 5$ mm wurde daher bezüglich des Vorzeichens in 83 Proz. der Fälle richtig bestimmt.

Fig. 1.



$p_2 - p_1$ berechnet; Luftdruckveränderung vom 3. Januar 1895 8P bis 12P, in Hundertstel Zoll.

Fig. 2.



$p_2 - p_1$ beobachtet; Luftdruckveränderung vom 3. Januar 1895 8P bis 12P, in Hundertstel Zoll.

Ich füge gleich hinzu, daß diese Art, die Brauchbarkeit der Methode zu prüfen, nicht die richtige sein dürfte. Für die Prognosenstellung kommt es hauptsächlich auf das typische Aussehen, den allgemeinen Verlauf der Isobaren an, und häufig ist ein Fehler in der Vorausbestimmung des Druckes von 10 mm gleichgültig, zuweilen ein anderer von nur 5 mm ganz irreführend. Aus diesem Grunde kann ein

Digitized by Google

erschöpfender Bericht über die Prüfung der Methode ohne sehr zahlreiches Kartenmaterial nicht gegeben werden, und ich muß mich darauf beschränken, es jedem einzelnen Leser anheim zu stellen, sich durch eigene Berechnung von Karten ein Urteil über ihre Verwendbarkeit zu bilden.

An der meteorologischen Zentralanstalt in Wien wurden ferner Karten nach der angegebenen Methode durch mehrere Wochen täglich berechnet[1]), und es hat sich im allgemeinen keine schlechte Übereinstimmung mit den Tatsachen gezeigt, wenn auch mitunter wirkliche Mißerfolge nicht zu leugnen waren. Es ist aber für den Prognosensteller schon ein großer Vorteil, irgend eine tatsächliche Grundlage für seine Voraussicht zu haben und seine Gedanken durch dieselbe zu präzisieren.

Indem ich daher das Urteil über die Brauchbarkeit der Methode ganz den Lesern und hauptsächlich den meteorologischen Zentralen überlassen muß, beschränke ich mich hier darauf, noch einige Ergebnisse der Theorie und ihres Vergleiches an den Tatsachen mitzuteilen.

Zunächst geht aus der Rechnung hervor, daß es nur möglich ist, den Druck für einen Ort auf 24 Stunden vorauszubestimmen, wenn (im Winter) Luftdruckbeobachtungen von Orten, die 15 Längengrade weiter westlich liegen, bekannt sind. Für England, Frankreich und den nördlichen Teil Skandinaviens ist diese Bedingung nicht erfüllt. Länder, wie Österreich, die in ihre offizielle Prognose auch die Voraussage auf 48 Stunden aufgenommen haben, brauchten zur Ermittelung des Druckes nach 48 Stunden Beobachtungen von 30° weiter westlich. Für Österreich z. B. sind diese nicht vorhanden. Ferner können die vorausberechneten Wetterkarten (bei 24stündigem Intervall) natürlich nur Druckwerte für Orte ergeben, welche mindestens 15° östlich der Westküsten liegen. Daher fehlen in den vorausberechneten Karten Druckangaben für die westlichen Teile, z. B. in Europa für England und Frankreich, meist auch für das Mittelmeer. Eine halbwegs auf die Luftdruckberechnung begründete Prognose zu machen, wäre daher in Europa eigentlich nur für Rußland möglich.

Wir kehren zu den Gleichungen (B) und (C) zurück. Die letztere:

$$p_2(\varphi, \lambda) = p_1(\varphi, \lambda - \alpha\tau) + p_1(\varphi, \lambda) - p_0(\varphi, \lambda - \alpha\tau),$$

kann man auswerten, indem man das Korrektionsglied $p_1(\varphi\,\lambda) - p_0(\varphi, \lambda - \alpha\tau)$ bestimmt und zu jedem Punkte (φ, λ) dieses Glied auf einer Karte einträgt. Führt man dies für eine Reihe von Tagen durch, so erkennt man zwar die Variabilität desselben, aber auch einen wesentlichen Zusammenhang mit der allgemeinen Druckverteilung. $p_1(\varphi\,\lambda) - p_0(\varphi, \lambda - \alpha\tau)$ ist nach Gleichung (B) nichts anderes als $-\Phi(\varphi, \lambda) + \Phi(\varphi, \lambda - \alpha\tau)$, was ich kurz als $-\Delta\Phi$ bezeichnen will. Φ selbst ist ein Integral der Wärmezufuhr, $\Delta\Phi$ das bestimmte Integral derselben auf der Länge $\alpha\tau$. Bewirkt das Korrektionsglied eine Zunahme des Druckes, ist also $p_1(\varphi, \lambda) - p_0(\varphi, \lambda - \alpha\tau)$ positiv, so muß $\Delta\Phi$ negativ sein, d. h. wir haben Wärmeentziehung; dies entspricht ja schon der Differentialgleichung. Die oben erwähnten Karten für $-\Delta\Phi$ zeigen nun im wesentlichen bei Luftströmungen aus warmen in kalte Gebiete das Korrektionsglied positiv, bei umgekehrten Strömungen negativ. Dies stimmt mit der Theorie. Warme Luft, die über kalten Boden strömt und sich vielleicht mit kalter Luft mischt, erfährt eine Wärmeentziehung, somit steigt der Druck; kalte Luft, die in warme Regionen fließt, erhält Wärme zugeführt, der Druck fällt. Dies

[1]) Es sei mir gestattet, Herrn Dr. A. Defant, welcher mit mir zusammen diese Karten konstruierte, hier bestens zu danken.

Digitized by Google

bezieht sich natürlich nur auf das Glied $-\Delta\Phi$; was der Luftdruck dann tatsächlich für Schwankungen macht, hängt noch von dem zweiten Gliede, von $p_1(\varphi, \lambda - \alpha\tau)$ ab. Gibt es nun einen derartigen Gesichtspunkt, nach dem sich die Veränderungen der Wärmezufuhr, die wir in der Rechnung konstant setzen mußten, beurteilen lassen, so ist die Methode vielleicht weiter entwickelungsfähig. Die Werte von $-\Delta\Phi$ sind tatsächlich sehr variabel; man kann sagen, sie schwanken in Europa zwischen etwa $+20$ und -20 mm. Doch treten die Schwankungen nicht so häufig ein, wie die Luftdruckschwankungen selbst, sondern es ändern sich die $-\Delta\Phi$ oft in mehreren Tagen nur unwesentlich, so daß es angeht, die Größen von einem Tage für den nächsten als gültig anzusetzen. Nehmen wir an, es ziehe über Europa eine Depression vorüber; dann ist östlich derselben Wärmeentziehung mit positivem Korrektionsglied, westlich Wärmezufuhr mit negativem das Gewöhnliche. Auf einer Linie, die ungefähr von N nach S durch das Zentrum der Depression geht, werden dann bei der Ostbewegung die anfangs positiven Werte von $-\Delta\Phi$ in negative umspringen; mit einiger Übung mögen sich solche Änderungen des Korrektionsgliedes mitunter auch voraussehen lassen. Für den Anfang aber ist es wohl am besten, das Korrektionsglied des einen Tages ungeändert auf den folgenden zu übertragen.

Die Größen des Korrektionsgliedes sind recht verschieden, wie dies schon aus der Verschiedenheit der Temperaturverteilung hervorgeht. Es kann vorkommen, daß die Wärmeentziehung auf der Vorderseite einer Depression so groß wird, daß dieselbe das erste Glied von Gleichung (C), $p_1(\varphi, \lambda - \alpha\tau)$, welches die Ostbewegung des Minimums bedeutet, aufwiegt, so daß die Depression liegen bleibt oder sich auflöst. Ein analoger Fall findet sich häufig bei den Hochdruckgebieten über Rußland. Die südlichen Winde an dessen Westseite erfahren Wärmeentziehung und der Hochdruck bleibt, anstatt sich nach E zu bewegen, liegen, oder er breitet sich sogar gegen W aus. Ein ähnlicher Fall tritt häufig bei den Depressionen über Nordwestrußland im Winter ein. Da in jener Gegend die bodennahen Luftschichten außerordentlich kalt sein können, so erfahren dieselben als nördliche Winde an der Rückseite der Depression eine derartig starke Wärmezufuhr in den wärmeren Regionen, daß die Depression sich gegen W ausbreitet, statt nach E zu wandern.

Derartige Fälle konnten mit direkter Übertragung des $-\Delta\Phi$ von einem Tage auf den nächsten mehrmals richtig vorausgesehen werden. Freilich ist aber diese Beziehung des $-\Delta\Phi$ zu den Luftströmungen nicht immer so einfach zu überblicken. Es kommt vor, daß die Verhältnisse ganz andere sind. In diesen Fällen ist es entweder denkbar, daß die Wärmezufuhr von anderen Dingen stark beeinflußt wird, oder daß die Größe $-\Delta\Phi$ nur mehr den Sinn eines Korrektionsgliedes hat, dessen physikalische Bedeutung noch unbekannt ist. Aber diese Unkenntnis schließt die Verwendung der Korrektur ja nicht aus. Wie dem auch sein mag, die Benutzung des Wetterkartenmaterials durch längere Zeit dürfte immerhin zu einer genaueren Kenntnis der wichtigen Größe der Wärmezufuhr führen.

Nun zu den effektiven Mißerfolgen der Methode: Von jenen oben genannten zehn Januarkarten waren zwei wirklich schlecht ausgefallen; nämlich die vom 3. Januar 1899 und 1902. In beiden Fällen lag am Tage vorher eine tiefe Depression über Nordwesteuropa, die bis zum nächsten Tage sich sehr bedeutend abflachte, während die Rechnung die Abflachung nicht ergab; auch war die Lage der Depressionen falsch berechnet. Diese und einige andere Fälle, die später bei Berechnung der täglichen Wetterkarten durch mehrere Wochen gefunden wurden, scheinen darauf hinzuweisen, daß die Methode dann versagt, wenn es sich um sehr

Digitized by Google

stark gekrümmte Isobaren handelt. Dies wäre nicht wunderbar, sondern nur natürlich, da die Zentrifugalkraft bei Ableitung der Differentialgleichung vernachlässigt wurde. Ein ähnlicher Mißerfolg ereignete sich eben jetzt zu Anfang Dezember 1907, als sich plötzlich eine tiefe Depression über Italien und der Adria bildete; freilich ist dieser Fall wegen fehlender Daten aus dem westlichen Mittelmeere nicht so sicher. Trotzdem scheint es, daß rein dynamische Vorgänge bei dieser Methode, die auf thermische Vorgänge das Hauptgewicht legt, ziemlich regelmäßig zu Fehlern führen. Man muß diesem Mangel dadurch Rechnung tragen, daß man solche Fälle einfach nicht vorauszuberechnen sucht. Trotz mehrfacher Versuche ist es mir leider nicht gelungen, die Zentrifugalkraft in die Rechnung einzubeziehen.

Außer diesen Wirkungen der Zentrifugalkräfte spielen, wie es scheint, zuweilen noch andere Dinge eine Rolle, bei welchen die Methode zu Irrtümern führt; z. B. wenn Depressionen in ganz unregelmäßiger Weise und mit großer Geschwindigkeit von N nach S hereinbrechen; diese Fälle sind selten. Da unsere Methode spezielle Vorgänge in höheren Luftschichten nicht berücksichtigen kann, so sind bei solchen Gelegenheiten Fehler auch nicht zu vermeiden.

Wie man daher auch über die praktische Verwendbarkeit der neuen Methode denken wird, so scheint mir doch jedenfalls ein Vorteil darin zu liegen, daß sie die ordinären Fälle von den Spezialitäten trennt und uns einen Einblick zum wenigsten in das Gewöhnliche gibt.

Nach dem Gesagten wäre es wohl ein wesentlicher Fortschritt, wenn es gelänge, die Wärmezufuhr $\frac{dQ}{dt}$ in die Differentialgleichung als Funktion der Windrichtung, d. i. des Druckgradienten, einzuführen, und somit die unrichtige Voraussetzung von der örtlichen Konstanz der Wärmezufuhr wegzulassen. Man könnte dies in der Weise versuchen, daß man die Wärmezufuhr proportional setzt der zeitlichen Änderung der Temperatur des Bodens, über welchen die Luft hinwegströmt. Hierbei kann als Annäherung noch immer die Bodentemperatur an einem Orte konstant angenommen werden. Wird dieselbe als Funktion von φ und λ mit ϑ bezeichnet, so wäre also

$$\frac{dQ}{dt} = \beta \frac{d\vartheta}{dt} = \beta \frac{\partial \vartheta}{\partial \varphi} \frac{d\varphi}{dt} + \beta \frac{\partial \vartheta}{\partial \lambda} \frac{d\lambda}{dt}.$$

Werden die Geschwindigkeiten durch die Gradienten ausgedrückt, so nimmt unsere Differentialgleichung die folgende Gestalt an:

$$\frac{\partial p}{\partial t} - \frac{b \frac{\partial \vartheta}{\partial \lambda}}{\sin 2\varphi} \frac{\partial p}{\partial \varphi} + \left(\alpha + \frac{b \frac{\partial \vartheta}{\partial \varphi}}{\sin 2\varphi} \right) \frac{\partial p}{\partial \lambda} = 0.$$

Hier ist $b = \frac{\beta g H}{\omega r^2 (c_p T + A g H)}$.

Mit der allgemeinen Annahme, daß ϑ eine unbekannte Funktion von φ und λ sei, wie sie oben für $\frac{dQ}{dt}$ gemacht wurde, läßt sich diese Gleichung aber nicht integrieren; es wäre hierfür zunächst notwendig, die Funktion ϑ explizit darzustellen, was ich nicht versucht habe, da es auch dann noch ungewiß ist, ob die Integration sich wirklich ausführen läßt. Für einfache Annahmen über den Verlauf der mittleren Monatsisothermen ϑ läßt sich die Rechnung freilich leicht machen, worauf aber hier nicht näher eingegangen werden soll. Aus der angeschriebenen Diffe-

Digitized by Google

rentialgleichung ersieht man schon, daß, wenn z. B. an einer Stelle $\frac{\partial p}{\partial \lambda} = 0$ und $\frac{\partial p}{\partial \varphi}$ negativ ist, d. h. an dieser Stelle die Südseite eines Tiefdruckgebietes liegt, dann bei niederer Temperatur im E $\left(\frac{\partial \vartheta}{\partial \lambda}$ negativ$\right)$ der Druck steigen wird, d. h. das Gebiet tiefen Druckes eine Bewegungskomponente nach N erhält, wie das in Europa im Winter der Fall ist, wenn der Kontinent tiefe Temperatur, der Ozean im W höhere hat. Ist andererseits $\frac{\partial \vartheta}{\partial \varphi}$ negativ, d. h. nimmt die Temperatur gegen N ab, so wird die Geschwindigkeit der Westostbewegung um den Betrag $\frac{b \frac{\partial \vartheta}{\partial \varphi}}{\sin 2\varphi}$ verkleinert. Wo die Temperatur gegen N zunimmt, wie dies mitunter der Fall ist, wenn im Winter Europa sehr kalt, das Meer im N aber wärmer ist, da wird die Westostbewegung beschleunigt werden.

Aber auch diese schon etwas bessere Annahme über die Wärmezufuhr wird noch lange nicht alle Einflüsse in sich begreifen, weswegen eine umfangreiche Rechenarbeit in oben angedeuteter Richtung, die zu sehr komplizierten Formeln führt, wahrscheinlich die Mühe nicht belohnen würde.

Wien, im Dezember 1907.

Über die zweite Fahrt des Ballons „Ziegler“ nach England vom 1. bis 3. November 1907, in 40 Stunden.

Von Kurt Wegener.

Ein merkwürdiger Zufall hat den Ballon „Ziegler“, als er zum zweiten Male mit Wasserstoff gefüllt wurde, ebenso wie beim ersten nach England geführt. Während aber der erste Aufstieg, vom 10. bis 11. April 1907, bei der Kürze der Fahrtdauer nur gewissermaßen als ein experimentum crucis für die meteorologische Vorausbestimmung der Fahrt auf kürzere Zeit Wert haben mochte, ist die letzte Fahrt, vom 1. bis 3. November 1907, doch vielleicht für eine Reihe von Einzelfragen von Interesse, welche bei der langen Fahrtdauer von $40^1/_2$ Stunden in Ruhe beobachtet werden konnten.

Die Beobachtungen sollen im folgenden kurz behandelt werden. Es liegt auf der Hand, daß sich eine derartige Zusammenfassung nicht ganz von persönlicher Auffassung frei machen läßt. Es ist vielmehr allgemein nicht zu vermeiden, daß man sich von dem Zusammenhang einer Reihe von Beobachtungen auch dann schon eine Vorstellung macht, wenn die Zahl und Gruppierung der Reihe hierzu eigentlich noch nicht ausreicht. So ist es denn wohl möglich, daß für manche Einzelheit durch spätere Beobachtungen eine andere Erklärung als besser gefunden wird. Andererseits sei darauf hingewiesen, daß sich die persönliche Auffassung auch auf frühere Erfahrungen stützt, und nicht lediglich eine Schlußfolgerung hier mitgeteilter Beobachtungen ist.

Digitized by Google

Die verwickelte Fahrtkurve gibt zum Teil ein Bild von der Trift der Luft in einer und derselben Höhe, zum anderen Teil ist sie aber die Folge der verschiedenen Höhenlage, in welcher der Ballon fuhr.

Am Abfahrtsplatze, dem Südabhange des Schwarzwaldes, strömte die Luft um 9 Uhr morgens in der Nähe des Erdbodens rasch nach W, am Westabhange des Schwarzwaldes gegen Mittag langsam nach N, wie wir an den Rauchfahnen der Schornsteine gut beobachten konnten; im Rheintale war es still, und am Ostabhange der Vogesen endlich ging die Strömung (am Nachmittage) nach S, wobei die Geschwindigkeit mit hereinbrechender Nacht immer mehr zunahm. Man konnte am ersten Tage ziemlich deutlich zwei Schichten unterscheiden. Die Bewegungsvorgänge in der unteren sind die kurz skizzierten, sie laufen auf ein unentschiedenes Hin- und Herschwoien hinaus, anscheinend sind sie örtlichen Ursprungs. Die obere Strömung zog aus SE, um am Rande der Vogesen allmählich fast ganz zur Ruhe zu kommen. Mit Beginn der Nacht verstärkte sich diese Strömung wieder, indem sie (rasch) mit erheblicher Geschwindigkeit in das Gebirge hineinführte. Hinaus führte sie indessen, anscheinend infolge örtlicher Einflüsse, nicht, wie dies der Fahrtverlauf ergab. Der Ballon überflog das Rheintal in der oberen Schicht, deren Richtung und Geschwindigkeit an dieser Stelle vielleicht durch die allgemeine Wetterlage bedingt wurde. Im allgemeinen war das Luftdruckgefälle schwach.

Wenn ein Gebirge nachts durch Ausstrahlung bei klarem Wetter erkaltet und dabei die benachbarte Luft in Mitleidenschaft zieht, so wird ein örtliches Hochdruckgebiet entstehen mit allen Begleiterscheinungen eines solchen. Der Talwind, welcher aus dem Gebirge heraus in die Ebene weht, wird nun in unserem Falle, nach den bisherigen Beobachtungen der Ballonfahrten, schon in geringer Höhe mit großer Näherung die Isobaren entlang wehen, und so das Bestreben haben, den Ballon das Gebirge entlang zu führen. Die Erscheinung braucht sich nicht immer in ihrer absoluten Größe bemerkbar zu machen. Ist z. B. die allgemeine Windrichtung der lokalen ganz oder nahezu entgegengerichtet, so wird nur eine Verzögerung und Ablenkung der eigentlichen Richtung, es wird also mit anderen Worten eine Superposition der Kräfte und Erscheinungen eintreten.

Je geringer ferner die Luftbewegung im allgemeinen ist, um so stärker wird sich das lokale Hochdruckgebiet über einem Gebirge ausbilden; denn wenn z. B. die Luft mit einer Geschwindigkeit von 10 m/sec über ein Gebirge hinweht, so wird sie sich in der kurzen Zeit, während welcher sie dasselbe berührt, nicht so viel abkühlen, als wenn viele Stunden hierfür zur Verfügung stehen. Die Temperaturgegensätze in einer horizontalen Ebene — und auf ihnen beruht ja das Hochdruckgebiet — können in diesem Falle nicht groß werden. Ruht dagegen die Luft ganz, so können sich die Temperaturgegensätze beliebig steigern, bis Bewegung eintritt.

Endlich wird das Hochdruckgebiet, welches vom Gebirge erzeugt wird, nur während der Zeit der überwiegenden Ausstrahlung der Erde, also im wesentlichen während der Nacht auftreten, und tagsüber im Sommer durch ein Gebiet tiefen Luftdruckes ersetzt, im Herbst und Winter aber wenigstens zeitweise ausgeschaltet werden durch die Erwärmung des Erdbodens von den Sonnenstrahlen.

Die Fahrt gab Gelegenheit, diese theoretischen Postulate in überzeugender Weise zu beobachten. Bei der gleichmäßigen Luftdruckverteilung ließ sich erwarten, daß der lokale Einfluß des Schwarzwaldes und der Vogesen ziemlich stark zum Ausdruck kommen würde. Das war denn in der Tat der Fall, wie die weiter oben mitgeteilten Beobachtungen des ersten Tages schon zeigen. Als wir uns mittags

Digitized by Google

den Vogesen näherten, verlangsamte sich unsere Fahrt immer mehr und schließlich standen wir ganz still: anscheinend war durch die Sonnenstrahlen und ihre Einwirkung auf die Bergkuppen das Hochdruckgebiet über dem Gebirge vorübergehend eliminiert worden. Wir stiegen langsam ab in die Nähe der Erde und hier setzte sich die Luft nun, zunächst außerordentlich langsam, dann immer rascher, nach S in Bewegung. Charakteristisch scheint aber besonders die nächste Beobachtung, welche wir am Südrande der Vogesen zu unserem Leidwesen machen mußten. Einer der Mitfahrenden hatte die Aufgabe übernommen, den Ballon in der unteren Schicht weiter nach S zu führen. Infolge unvorsichtigen Ballastwurfes ging ihm der Ballon „durch“ in die obere Schicht, welche wir mittags in der Nähe der Vogesen in fast völliger Ruhe vorgefunden hatten. Und nun fanden wir plötzlich einen frischen SE-Wind von etwa 7 m/sec, welcher den Ballon mitten in die Vogesen hineintrieb, bevor sich der stellvertretende Führer die Lage klar gemacht hatte. Im Gebirge gelangte die Luft zur Ruhe, wahrscheinlich, um hierauf abzusteigen. Die Vertikalbewegung war zu gering, um von uns beobachtet zu werden. Wir trieben nun die Nacht hindurch im Gebirge herum, im großen und ganzen nach N, in der Richtung der allgemeinen Isobaren.

Die Beobachtung entspricht der allgemeinen Vorstellung in einer so geradezu schematischen Weise, daß man an die Mitwirkung zufälliger Momente glauben möchte; doch habe ich keine andere Erklärung gefunden als die angegebene. Das Hochdruckgebiet, welches zu den Zeiten der überwiegenden Ausstrahlung durch jedes Gebirge bei gleichmäßiger Wetterlage erzeugt wird, ist demnach wirklich eine Erscheinung, mit welcher die praktische Luftschiffahrt rechnen, und welche sie ausnutzen kann.

Mit der ursprünglich geplanten Fahrt in der Nähe der Alpen war es vorbei, nachdem der Ballon in die Vogesen gekommen war. In den Tälern hinabgleiten konnten wir nicht, weil das Schlepptau wegen der Enge des Korbes draußen hing und sich bei der geringen Bewegung leicht verfangen konnte, wenn wir tief fuhren. Die weitere Fahrt ging außerordentlich langsam nach N.

Nichts ist charakteristischer für die Größe des Einflusses, den die Berge auf die sie umspülende Luft ausüben, als daß nach dem Verlassen der Vogesen die Fahrtkurve ganz gleichmäßig wurde; in den untersten 800 m trieben wir nach NNW bis WNW, darüber nach W zu S. Als wir am Morgen des 2. November über Trier standen, mußten wir befürchten, im Laufe des Tages die holländische oder belgische Küste zu erreichen, wo uns dann nur die Landung übrig geblieben wäre, weil die offene See vor uns lag. Wir waren deshalb erfreut, als wir dicht hinter der belgischen Grenze bei zunehmender Sonnenstrahlung auf eine höhere Schicht stießen, welche im wesentlichen nach SW strömte. In ihr hielten wir den Ballon, bis wir so weit westwärts versetzt waren, daß wir mit dem unteren SE-Winde die schmalste, und deshalb sicherste Stelle zum Überfliegen des Kanals fassen konnten. Und wirklich fügte es der Zufall, daß wir gerade zwischen Grisnez und Calais, an der engsten Stelle, mit SE-Wind die französische Küste passierten. Unser Verdienst war das nicht, denn wir hatten infolge mangelhaften Kartenmaterials die genaue Orientierung verloren, und waren genötigt, uns an rohe Schätzungen zu halten, als wir die untere Schicht wieder aufsuchten.

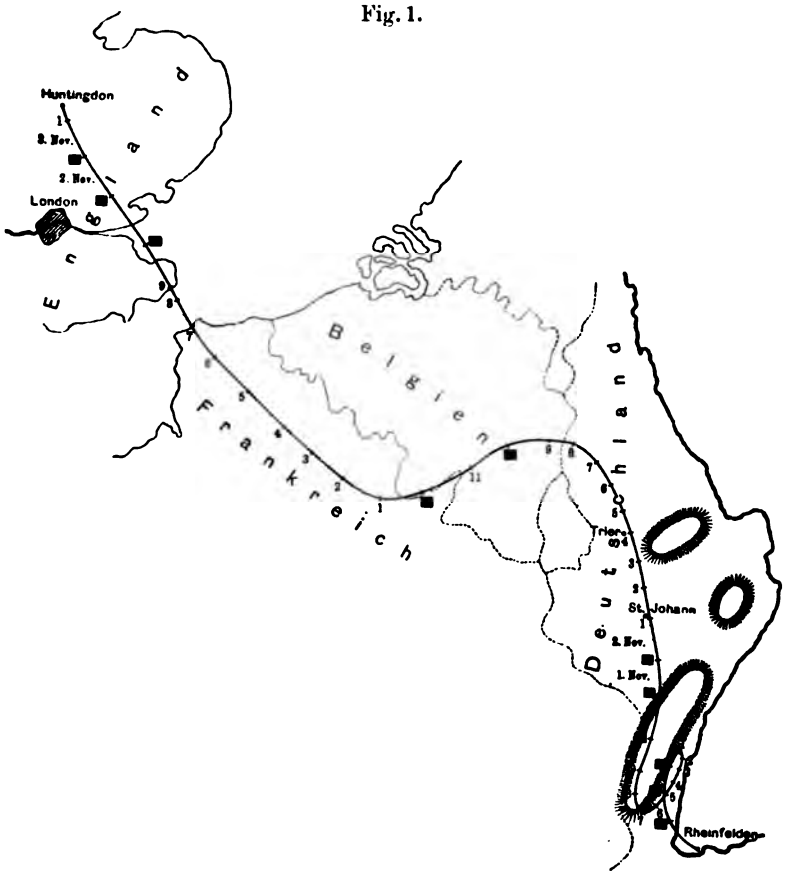
Es war 6 Uhr und bereits völlig dunkel, als wir die Küste überschritten. Bei sinkender Sonne und nachlassender Strahlung hatte sich der Ballon abgekühlt, und das Gas sich zusammengezogen. Zur Kompensation hatten wir etwa vier Sack Ballast (80 kg) ausfließen lassen müssen. Seit $^1/_2$6 Uhr war kein Ballastwurf mehr

Digitized by Google

erforderlich gewesen, der Ballon war also im Gleichgewicht. Dieses ist nun beim Ballon, dessen Hülle und Gas durch die sehr strahlungsdurchlässige umgebende Luft hindurch dem Strahlungsaustausch mit den umgebenden Flächen unterworfen ist, nicht ein bloßes Temperaturgleichgewicht mit der Umgebung. Sobald sich vielmehr die umgebenden Flächen ändern, ändert sich auch die Strahlung derselben und damit auch das Gleichgewicht des Ballons.

In der Nacht erkaltet nun der Erdboden durch Ausstrahlung gegen das Firmament, während Wasserflächen ihre Temperatur ziemlich unverändert beibehalten. Ein Ballon, welcher nachts vom Lande auf die See kommt, wird deshalb von der letzteren

Fig. 1.



mehr Wärme zugestrahlt erhalten als von ersterem: er wird also erwärmt werden und steigen. In der Tat zeigt die Barographenkurve von der Stelle an, wo der Ballon auf das Wasser kam, ein gleichmäßiges langsames Steigen, ohne daß ein Ballastwurf stattgefunden hätte. Daß der Anstieg so langsam erfolgte, dürfte sich aus der Dicke der Ballonhülle hinreichend erklären. Die Gesamterscheinung ist gerade im Herbst ziemlich typisch, weil in dieser Zeit das Wasser beinahe noch seine höchste Temperatur besitzt, und bei halbwegs klarem Wetter die nächtliche Abkühlung des Erdbodens sehr intensiv auftritt.

Die umgekehrte Erscheinung, daß der Ballon fällt, wenn er am Tage von der erhitzten Erde auf das nicht erhitzte Wasser kommt, ist im allgemeinen mehr als Erfahrungstatsache bekannt. Leider ist sie nicht immer richtig gedeutet worden. So hat man z. B. gemeint, die Luft kühle sich ab, wenn sie auf das kältere Wasser kommt, sinke dann und nehme den Ballon mit. — Wenn die Luft in der Umgebung

Digitized by Google

des Ballons sich aus den bezeichneten Gründen wirklich abkühlen würde, so müßte nach dem Archimedischen Prinzip der Ballon deshalb steigen und nicht fallen. Ferner aber haben die Untersuchungen über die tägliche Periode der Temperatur am Königlichen Aeronautischen Observatorium zu Lindenberg schon mit Deutlichkeit erkennen lassen, daß die Abkühlung, auch wenn sie die ganze zwölfstündige Winternacht hindurch wirksam ist, sich nur auf wenige 100 m Höhe vom Boden fortpflanzt. Wie sollte sich da die Abkühlung von der Wasserfläche her bei dem Überfliegen derselben in Bruchteilen einer Stunde, und obendrein auf 1000 und mehr Meter Höhe erstrecken?

Tatsächlich kann man um so weniger im Zweifel sein, daß die Strahlung die alleinige Ursache der bezeichneten Erscheinungen darstellt, als praktisch und theoretisch der außerordentliche Einfluß der Strahlung auf den Ballon bekannt ist. Messungen der Gastemperatur, welche ich ausgeführt, wenn auch noch nicht ver-

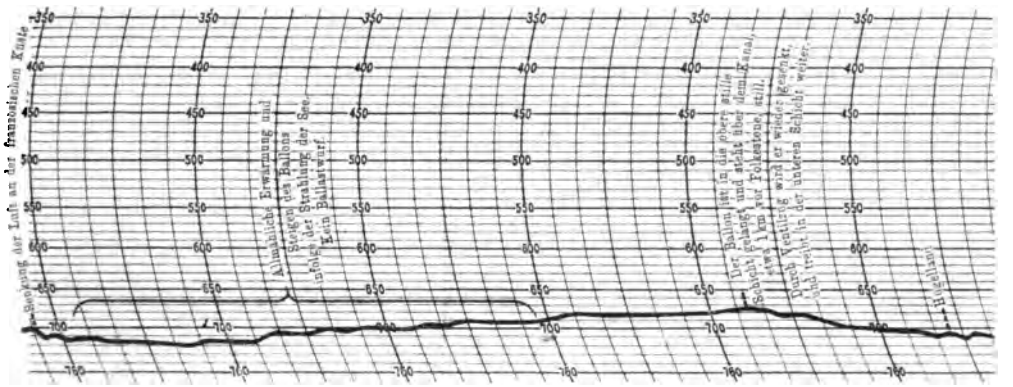


Fig. 2. Barographenkurve während der Überfahrt über den Kanal.

öffentlicht habe, ergaben am Tage schon in 2000 m Höhe als Folge der Sonnenstrahlung eine Überhitzung von 50° und mehr, und in der Nacht durch Ausstrahlung der Hülle eine Unterkühlung bis zu 6° unter die Lufttemperatur. Man erwäge dabei, daß 1° Temperaturänderung die Höhe des Leuchtgasballons um 20.5 m nach den Rechnungen von Emden ändert.

Daß bei unserer Fahrt die Höhenänderungen quantitativ nicht größer ausfielen, als wir sie auf der Kurve sehen, erklärt sich aus dem verwendeten Füllgase (Wasserstoff), dessen Auftrieb sich bei Erwärmung und Abkühlung viel weniger ändert als der des Leuchtgases. Das treppenförmige Aussehen der Anstiegskurve erklärt sich aus der Superposition von Luftwogen über dem gleichmäßigen Anstieg.

In dem Augenblick, in welchem die Küste passiert wurde, trat unabhängig von dem besprochenen Vorgange eine andere in der Kurve erkennbare Erscheinung auf: die geringere Reibung über dem Wasser bewirkte anscheinend, daß in den unteren Schichten mehr Luft abfloß als auf dem Lande nachgeschoben wurde. Diese Erscheinung dürfte allgemein sein. Sie hat zur Folge, daß sich die Strömungslinien der Luft beim Überschreiten der Küste rapide senken, um dann horizontal, und zwar infolge der fast absoluten Gleichförmigkeit der Wasserfläche viel gleichmäßiger als auf dem Lande, weiterzugehen. Die Barographenkurve gibt ein deutliches Bild dieses schon früher beobachteten Vorganges. Etwas mag dabei auch der Umstand mitwirken, daß das Land stets höher liegt als das Wasser; doch dürfte das bei der flachen französischen Küste nicht von großer Bedeutung sein.

Digitized by Google

Fahrttabelle.

17. Ballonfahrt des Physikalischen Vereins zu Frankfurt a. M.

Führer und Beobachter: Kurt Wegener. Mitfahrende: Böhm und Sauerwein.

1. November,	9a	00	Abfahrt mit 45 Sack von Rheinfelden bei Basel, frischer Bodenwind.			
	9	20	706 mm	659 m Höhe	11.2°	Wir fahren nach NW.
			701	720	10.8	
			691	839	9.8	
	11	35	705	672	10.0	Dicht vor Rufach; wir fahren ziemlich langsam.
	11	55	Der Ballon kommt immer mehr zur Ruhe.			
	12p	22	676 mm	1020 m Höhe	8.8°	Wir treiben in die Vogesen hinein.
	12	32	652	1320	7.6	Dürkheim westlich Kolmar.
	1	00	Bergheim. Wir stehen fast still.			
	2	15	3 Sack sind verbraucht. Der Ballon hat längere Zeit über Rappoldsweiler ganz still gestanden und setzt sich nun langsam nach S in Bewegung.			
	3	00	Regendrohende Wolkenbänke im W, welche sich langsam ostwärts vorschieben. In der Ebene Dunstschicht, an deren Oberfläche wir schwimmen.			
	3	30	Wiedersehen mit Ensheim. Wir fahren jetzt schneller nach S. Zeitweise Grundberührung mit dem Schlepptau.			
	4	00	Noch 40 Sack.			
	5	00	Die Erde ist dunkel. Die Alpenkette vor uns ist von der untergegangenen Sonne grellrot beleuchtet. Der Ballon geht uns durch und treibt in der oberen Schicht rasch in die Vogesen.			
	7	53	Hoheneck? Kälte; und dauernd Wind im Korbe.			
2. November,	2a	15	Vor uns eine Reihe von Lichtmeeren. Fast wolkenlos. Unten Talnebel.			
	3	00	Rechts größere Stadt; kurz darauf Rauschen eines Flusses.			
	4	10	St. Johann-Saarbrücken.			
	6	00	Trier.			
	6	25	654 mm	1267 m Höhe	9.8°	
	6	48	Noch 26 Sack.			
	7	00	667	1103	11.4	
	8	05	647	1357	10.0	Malmedy?
	8	20	635	1512	8.6	
	8	33	622	1683	7.0	Wir sind in einer anderen Schicht. Fast still.
	—	—	607	1883	5.2	Der Ballon scheint in eine neue Schicht zu tauchen. Wind im Korbe.
	9	10	Er geht nach SW.			
	9	15	593 mm	2074 m Höhe	5.8	
	9	30	585	2185	4.8	Er geht schneller nach SW.
	10	00	583	2213	4.2	
	10	30	574	2340	3.2	Erster Ballastwurf.
	11	15	Noch 25 Sack.			
	6p	00	Anruf. St. Omèr.			
	7	10	Küste. Die unterste Luftschicht (bis 1200 m) strömt nach NW, darüber ist es fast still, oberhalb 1900 m frische Fahrt nach SW.			
	8	30	Folkestone. Der Ballon kommt durch unvorsichtige Führung vor Folkestone in die obere Schicht und steht eine Stunde still. Ventil! Unten flotte Fahrt wie vorher.			
3. November,	1a	25	Glatte Landung bei Huntingdon, nördlich London, in völliger Finsternis.			

Der weitere Verlauf der Fahrt bot kein besonderes Interesse. Wir landeten gemäß dem Wunsche eines Mitfahrenden, Herrn Böhm aus Offenbach, welcher die ganze Fahrt veranlaßt hatte, mit noch 15 Sack nachts um 1^{40} Uhr nahe London. Die Rücksicht auf die elektrischen Schnellbahnen mit ihren Starkstromleitungen veranlaßte uns schließlich, noch etwa 70 km über die eigentliche Stadt hinauszugehen.

Die Ablesungen am aspirierten Thermometer mußten auf dasjenige Mindestmaß beschränkt werden, das zum Verständnis der Situation erforderlich war. Der stellvertretende Führer, unser dritter Mitfahrender, war nämlich zu wenig geschult, als daß man ihn sich selbst hätte überlassen können, so daß diesmal auf dem Unterzeichneten allein die Verantwortung und die Hauptlast der Führung lag. Der Korb war für drei Personen sehr eng (0.80×1.10 Grundfläche), um ihn herum hingen anfangs 45 Säcke Ballast und zwei Körbe mit Ausrüstungsstücken, so daß man bei allen Hantierungen recht beengt war.

Die Kompaßbeobachtungen verleiteten uns auch diesmal, und zwar infolge zu großer Höhe und zu langsamer Winkelverschiebung der Erde, zu einigen Fehlschlüssen, richteten aber wenigstens keinen Schaden an.

Digitized by Google

Eine Fahrtbeschreibung nach luftschifferischen Gesichtspunkten ist in den Illustrierten Aeronautischen Mitteilungen niedergelegt.

Die folgende kleine Tabelle gibt die Stufenwerte der Temperatur:

	1. November	2. November
Erdboden . . .	4.0°	6.0°
500 m	9.0	14.5 interpoliert
1000 „	9.0	12.0
1500 „	6.5	9.0

Am 2. November waren die Temperaturen in gleichen Höhen durchweg höher als am 1. November. Die Erwärmung dürfte in erster Reihe von dem Herabsteigen der Luftsäulen aus dem Gebirge und der damit verbundenen Kompression herrühren.

Am 1. November waren anscheinend lokale Einflüsse für die Bildung und das Verhalten der beobachteten Luftschichten ausschlaggebend. Am 2. November strömte zwischen Erde und 1200 m die Luft nach NW, zwischen 1200 und 1900 m ruhte sie, und darüber floß sie mit erheblicher Geschwindigkeit nach SW.

Kleinere Mitteilungen.

R. Börnstein: Zur Geschichte der hundertteiligen Thermometerskala [1]). In Naturforscherkreisen wurde am 23. Mai dieses Jahres die 200. Wiederkehr des Geburtstages Karl v. Linnés gefeiert, und bei dieser Gelegenheit erwähnte man auch das Verdienst, welches der berühmte Botaniker sich um die Förderung der wissenschaftlichen Thermometrie erworben hat. Da diese Leistung Linnés bisher wenigstens in Deutschland kaum bekannt war, erschien es mir lohnend, dem Sachverhalt nachzugehen.

Man findet vielfach die Angabe, daß Celsius die hundertteilige Skala an seinen Thermometern angebracht habe, aber die Zahl 0 beim Siedepunkt und 100 beim Gefrierpunkt des Wassers, und daß alsdann durch Strömer der Skala die umgekehrte, heute noch gebräuchliche Teilung gegeben sei. So berichtet z. B. Poggendorff [2]) in einer kurzen Notiz, daß jene Umkehrung durch Strömer im Jahre 1750 geschehen sei. R. Wolff [3]) gibt an, daß Celsius im Jahre 1742, „und zwar mutmaßlich auf Veranlassung von Karl v. Linné", ein Quecksilberthermometer konstruiert habe, dessen Skala ursprünglich beim Siedepunkt 0, beim Gefrierpunkt 100° hatte, „während jetzt nach dem Vorschlage von Märten Strömer (1707 bis 1770) die beiden Fundamentalpunkte gerade umgekehrt bezeichnet werden". Hier wird also Linné zwar genannt, aber gerade als mutmaßlich beteiligt an der ursprünglichen Gestalt der Skala, während deren Umkehrung wiederum Strömer zugeschrieben wird.

Ebenso berichtete fast 100 Jahre früher J. H. van Swinden [4]), daß Strömer die Celsiussche Skala umgekehrt habe, und daß in Upsala seit 1750 diese neue Art des Thermometers in Gebrauch sei; man bezeichne es als das „schwedische", teilweise auch trotz der Änderung als das Celsiussche Thermometer.

Eine zutreffende Würdigung Linnés findet sich bei Burckhardt [5]), der aber für die irrtümliche Nennung Strömers keine Erklärung liefert.

Was nun die in Upsala ausgeführten Beobachtungen betrifft, so hat dabei das ältere Celsiusthermometer (0 = Siedepunkt, 100 = Gefrierpunkt) nur wenige Jahre gedient,

---

[1]) Physikalische Zeitschrift, 8. Jahrgang, Nr. 23, S. 871 bis 874. Vortrag vor der 79. Naturforscherversammlung zu Dresden.

[2]) Poggendorff, Pogg. Ann. 157, 352 (1876).

[3]) Rud. Wolff, Handbuch der Mathematik, Physik, Geodäsie und Astronomie 2, 339. Zürich, Friedr. Schultheß, 1870.

[4]) J. H. van Swinden, Dissertation sur la comparaison des thermomètres. Amsterdam 1778, p. 116. Im alphabetischen Verzeichnis des Buches findet sich der Name Linné nicht.

[5]) Fritz Burckhardt, Verh. Naturf.-Ges. Basel 16, 1 bis 69 (1903).

Digitized by Google

nämlich von 1744 bis 1750. Während sowohl Fahrenheit (1724) wie Réaumur (1730) Skalen vorschlugen, bei denen die höheren Temperaturen durch größere Zahlen ausgedrückt werden, bediente man sich in Upsala während der vierziger Jahre des 18. Jahrhunderts entgegengesetzt gerichteter Teilungen. Über die dortigen meteorologischen Beobachtungen des Jahres 1741 berichtet Celsius[1]), daß die niedrigste Temperatur des Jahres 120.1°, die höchste 10.0° betragen habe. Daß diese Zahlen der Ångströmschen Skala angehören, ergibt sich aus den Beobachtungen der folgenden Jahre, namentlich aus denjenigen von 1744[2]), welche in beiden Skalen angegeben werden, nämlich beispielsweise:

	Ångströmskala	Celsiusskala
Höchste Temperatur des Juni	16.9°	75.4°
Niedrigste Temperatur des Juni	61.8	93.6
Höchste Temperatur des Februar	66.0	94.6
Niedrigste Temperatur des Februar	107.0	113.9

Diese Beispiele zeigen, daß es sich nicht bloß um rechnungsmäßige Unterschiede handelt, sondern die beiden Beobachtungsreihen sind offenbar an zwei verschiedenen Thermometern gewonnen, welche nur mangelhaft übereinstimmten. Bei der Ångströmskala entsprechen 0 und 100 etwa den Zahlen 68 und 110 der Celsiusskala, deren Grade mehr als doppelt soviel Temperaturabstand haben als die Ångströmgrade. Die hier erwähnte Celsiusskala ist die ursprüngliche und hat, wie bei den Beobachtungen von 1747[3]) ausdrücklich erwähnt wird, 0 als Siede-, 100 als Gefrierpunkt.

Celsius starb 1744. Schon 1743 wird in Upsala als Beobachter der Observator Olav Peter Hiorter genannt, ebenso auch für die folgenden Jahre. Veröffentlicht wurden die Beobachtungen (Monatsextreme) zunächst durch diesen, diejenigen von 1747 durch Märten Strömer, von 1749 und 1750 durch Bengt Ferner. Dem letzteren entstammt wohl die Bemerkung, durch welche die im April 1750 bewirkte Änderung der Temperaturbeobachtungen mitgeteilt wird. Sie lautet[4]): „Das Thermometer des verstorbenen Professor Celsius hat 0 beim Siedepunkt des Wassers und 100 beim Gefrierpunkt; dasjenige des Herrn Prof. Strömer dagegen hat 0 beim Gefrierpunkt und 100 beim Siedepunkt. Mit jenem wurde bis zum 12. April, mit diesem seither beobachtet, und man würde eine Skala auf die andere umgerechnet haben, wenn nicht Ungleichheiten zwischen den Beobachtungen des Herrn Observators und denjenigen des Herrn Prof. Strömer beständen."

Die letzten Worte lassen wiederum erkennen, daß es sich hierbei nicht bloß um die veränderte Bezeichnung und Ablesung, also im wesentlichen nicht um eine neue Skala handelt, sondern um die Ersetzung des bis zum 12. April 1750 benutzten Thermometers durch ein anderes Instrument, welches mit dem bisherigen recht mangelhaft übereinstimmte. Wie wichtig solche Übereinstimmung für die Brauchbarkeit der Thermometer sei, wußte man bereits[5]), und dem Verfasser der vorstehenden Notiz erschien die Erwähnung des neu in Gebrauch genommenen Instrumentes offenbar wichtiger, als ein Hinweis auf den Ursprung der neuen Skala. Denn die Erneuerung des Instrumentes bewirkte, daß die vorher und nachher gemachten Ablesungen nicht miteinander verglichen werden konnten, während das Umrechnen der alten auf die neue Skala sehr einfach gewesen wäre. Es wird ja auch nur Strömers Thermometer erwähnt, und nicht etwa eine Strömersche Skala. Kann also jene Bemerkung unbedenklich dahin gedeutet werden, daß sie den Übergang zu einem anderen Instrument kundtun sollte, so erscheint es andererseits wohl begreiflich, daß man darin nachher auch die Einführung einer neuen Skala glaubte finden zu sollen. Namentlich in späterer Zeit ist ja die Verwendung sorgfältig geprüfter Thermometer so allgemein geworden und erscheint so selbstverständlich, daß die Ersetzung eines in Gebrauch befindlichen Instrumentes durch ein neues keine wesentliche Störung der Beobachtungsreihe

[1]) Kongl. Svenska Vet. Akad. Handl. 3, 12 (1742).
[2]) Ebenda 6, 13 (1745).
[3]) Ebenda 11, 269 (1750); 12, 237 (1751) werden die Beobachtungen von 1748 geschildert (ohne Zahlen); 13, 212 (1752) diejenigen von 1749 mitgeteilt.
[4]) Kongl. Svenska Vet. Akad. Handl. 14, 253 (1753) bei den Beobachtungen von 1750; für die drei folgenden Jahre finden sich die Beobachtungen ebenda 15, 173 und 16, 64, 290.
[5]) Réaumur betitelt seine umfangreiche Arbeit von 1730 ausdrücklich: Règles pour construire des thermomètres, dont les degrés soient comparables (Mém. Acad. Année 1730, p. 452, Paris 1732) und ebenso im folgenden Jahre: Sur la construction des thermomètres, dont les degrés soient comparables (ebenda Année 1731, p. 250, Paris 1764).

Digitized by Google

bedeutet und nicht gerade in allen Fällen erwähnt wird, während eine Veränderung der Skala jedenfalls vom Beobachter angegeben werden muß. Strömer hat im April 1750 ein neues Thermometer in Gebrauch genommen, dessen Skala von der bis dahin benutzten verschieden war. Die Mitteilung dieses Tatbestandes scheint dazu geführt zu haben, daß man Strömer für den Urheber der neuen Skala hielt.

Tatsächlich war er es nicht, wie folgende Angaben zeigen. Zunächst seien einige Stellen aus Briefen Linnés erwähnt, für deren liebenswürdige Mitteilung ich Herrn Professor Th. M. Fries in Upsala zu großem Dank verpflichtet bin. In einem an den Dozenten B. Frondin gerichteten Schreiben vom 26. Juni 1745 erwähnt Linné, daß er bei dem Stockholmer Instrumentenmacher Ekström ein Thermometer „für die Orangerie" bestellt habe. An P. Elvius schreibt er in einem undatierten, aber wahrscheinlich im September oder Oktober 1745 verfaßten Briefe: „In diesem Semester werde ich über den akademischen Garten eine Disputation herausgeben (gemeint ist Hortus Upsaliensis), aber kann die Grade nicht angeben, weil ich kein Thermometer besitze." Am 29. Oktober 1745 schreibt er demselben Elvius: „Gebe Gott, daß ich das Thermometer bekomme, bevor ich die Abhandlung über den Garten herausgebe, damit ich die Berechnungen machen kann. Punctum congelationis wird wohl 0? Und von da ab auf- und abwärts Zahlen, damit man sehen kann, wieviel Grad Wärme oder Kälte?" Endlich schreibt Linné an Sauvage am 30. Oktober 1758: „Ego primus fui, qui parare constitui thermometra nostra, ubi punctum congelationis 0 et gradus coquentis aquae 100, et hoc pro hybernaculis Horti." Ähnliches ist von Strömer nirgends behauptet worden. Vielmehr war laut Protokoll des Consistorium academicum majus vom 2. Dezember 1745 Strömer sogar anwesend (wie ebenfalls Herr Prof. Fries mir mitzuteilen die Güte hatte), als Linné dem Konsistorium ein für die Orangerie verfertigtes Thermometer vorzeigte und man auf seinen Antrag beschloß, das Instrument zu kaufen.

Von gedruckten Beweisen für Linnés Anteil an der heutigen Gestalt der Thermometer kann zunächst eine Bemerkung angeführt werden, welche sich in der (bereits erwähnten) Disputation vom 16. Dezember 1745 über den Botanischen Garten von Upsala[1]) findet. Dort wird Vorgeschichte und Beschreibung des Gartens gegeben, und bei Schilderung des Warmhauses gesagt, das Thermometer steige vermöge der Heizung oft bis 30°, gewöhnlich käme es nicht über 20 bis 25° und im Winter nicht unter 15°. Eine Anmerkung sagt dazu: „Thermometrum nostrum est 0 in puncto congelationis et numerat 100 ad gradus aquae coquentis."

Ferner findet sich eine ganz ähnliche Bemerkung in der 1751 von Linné[2]) herausgegebenen Philosophia Botanica, nämlich S. 276: „Thermometrum botanicum erit nostrum, cujus punctum congelationis 0, calor vero aquae coquentis 100."

Erwähnung verdient endlich noch die Zeichnung, welche als Titelblatt zu Linnés großem Foliowerk: Hortus Cliffortianus (1737[3]) erschienen ist und außer Pflanzen, allegorischen Figuren usw., zwei Kindergestalten mit Gartengeräten zeigt. Neben Gießkanne und Spaten ist dort auch ein Thermometer dargestellt, es wird von einem Kinde gehalten, dessen andere Hand ausdrücklich auf das Instrument hinweist, ist ganz unverhältnismäßig groß gezeichnet und hat auf der deutlich erkennbaren Skala in der Mitte einen Nullpunkt (allerdings nicht mit 0, sondern mit 1 bezeichnet), von welchem nach oben und nach unten je eine bis 100 fortgeführte Teilung ausgeht. Es gleicht also die untere Hälfte der alten Celsiusskala und die obere Hälfte der heute üblichen, und die Zeichnung kann freilich nicht als Beweis dafür dienen, daß Linné die eine oder andere dieser Skalen vorgezogen habe.

---

[1]) Hortus Upsaliensis, quem cum consensu ampliss. facult. medicae, in regio ad Salam Lyceo, sub praesidio viri celeberrimi, D:ni Doct. Caroli Linnaei, med. et botan. profess. reg. etc., speciminis academici loco publicae disquisitioni subjicit Samuel Naucler, Olavi filius, Helsingus, in Audit Carol. Maj. ad D. XVI Decemb. Anni MDCCXLV. Horis ante meridiem solitis. Upsaliae.

[2]) Caroli Linnaei Archiatr. Reg. Medic. et Botan. Profess. Upsal. etc. Philosophia Botanica in qua explicantur fundamenta botanica cum definitionibus partium, exemplis terminorum, observationibus rariorum, adjectis figuris aeneis. Cum Privilegio. Stockholmiae apud Godofr. Kiesewetter, 1751.

[3]) Hortus Cliffortianus plantas exhibens quas in hortis tam vivis quam siccis, Hartecampi in Hollandia, coluit vir nobilissimus et generosissimus Georgius Clifford juris utriusque doctor, reductis varietatibus ad species, speciebus ad genera, generibus ad classes, adjectis locis plantarum natalibus differentiisque specierum. Cum tabulis aeneis. Auctore Carolo Linnaeo. Med. doct. et Ac. Imp. N. C. Soc. Amstelaedami 1737.

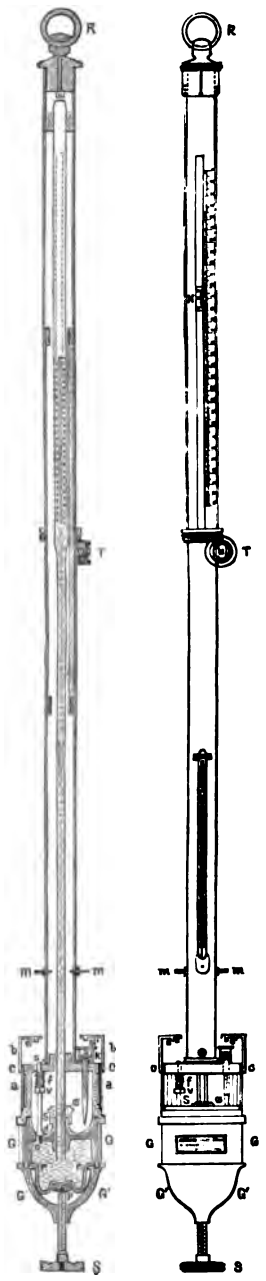
Digitized by Google

Wohl aber läßt sie erkennen, daß er bereits früh sich mit dem Thermometer eingehend beschäftigt hat, und daß er durch die augenscheinliche Hervorhebung des Instrumentes auf die Wichtigkeit der Temperaturmessungen für botanische und gärtnerische Zwecke hinweisen wollte.

Das Ergebnis der vorstehenden Betrachtung darf dahin ausgesprochen werden: Die „Umkehrung" der hundertteiligen Thermometerskala ist nicht, wie mehrfach behauptet wurde, 1750 von Strömer angegeben, sondern erheblich früher von Linné.

Über eine Abänderung des Fortinschen Barometers. Die bisher übliche Konstruktion der Fortin-Barometer besitzt den großen Nachteil, daß die Quecksilberoberfläche im Gefäße nach einer verhältnismäßig kurzen Zeit schmutzig wird, wodurch die Einstellung der Spitze erschwert, bei starker Beschmutzung sogar ganz unmöglich wird. Will man sichere Angaben erhalten, so muß das Quecksilber im Gefäße von Zeit zu Zeit gereinigt werden. Obwohl diese Reinigung ohne besondere Schwierigkeit durchzuführen ist, scheut doch jeder, der diese Arbeit nicht schon öfter vorgenommen hat, vor ihr zurück, weil man hierbei der Gefahr ausgesetzt ist, daß Luft in das Barometerrohr eindringen könnte.

Fig. 1. Fig. 2.



Bei dem im nachfolgenden beschriebenen Fortin-Barometer, das nach meiner Angabe vom Mechaniker Josef Angermeyer in Wien (V, Siebenbrunnergasse 3) hergestellt worden ist, fällt die vorerwähnte Reinigung des Quecksilbers ganz weg, und der Preis ist nicht höher als jener der gewöhnlichen Fortinschen Barometer. Die Fig. 1 und 2 geben ein Bild des Instruments im Querschnitt und in der Totalansicht. Das Gefäß dieses Barometers ist aus Gußeisen hergestellt und besteht aus zwei Teilen GG und $G'G'$ (Fig. 1), die ineinander geschraubt sind. Der obere Teil GG besitzt einen geneigten Boden, der eine Schale bildet, deren tiefste Stelle etwas seitwärts von der Mitte gelegen ist. An dieser Stelle befinden sich vier Bohrungen o, von denen die eine größer ist und ein Schraubengewinde trägt. Außerdem besitzt der Schalenboden eine Durchbohrung in der Mitte, um das Barometerrohr durchstecken zu können. Auf den oberen Rand des Gefäßteiles GG ist ein Ring aufgeschraubt, an welchem die drei Säulchen a befestigt sind und oben die kreisrunde Platte cc tragen. Diese Platte besitzt drei Bohrungen, eine in der Mitte zum Durchstecken des Barometerrohres, die zweite etwas seitwärts zur Aufnahme der Elfenbeinspitze $\sigma\sigma$. Die in der Mitte der Platte cc angebrachte Verstärkung ist mit einem Gewinde versehen, in welches das die Teilung tragende Messingrohr eingeschraubt werden kann. Das obere Ende des Messingrohres, das die Millimeterteilung trägt, wird von einem Glasrohr umhüllt, um die Teilung vor Abnutzung und Beschmutzung zu schützen.

Die Elfenbeinspitze $\sigma\sigma$ läßt sich in der Platte cc höher oder tiefer schrauben und trägt eine Gegenmutter, um die ihr einmal erteilte Stellung zu fixieren. Der obere, über die Platte cc hervorragende Teil der Elfenbeinspitze ist durch eine Kapsel k gedeckt, damit kein Unberufener die Elfenbeinspitze verstellen könne. Um die Quecksilberoberfläche in der Schale vor Staub zu schützen, sind die Säulchen a von einem Glaszylinder umschlossen, der zwei Arme bb trägt, und vertikal gehoben, mittels der beiden kurzen Stifte $\sigma'\sigma'$ an den kleinen Seitenarmen mm befestigt werden kann. Durch die dritte Bohrung der Platte cc geht ein vertikaler Zylinder ss hindurch, der unten mit einem Schraubengewinde versehen ist, mittels dessen er in die größere, seitwärts angebrachte Bohrung der Schale eingeschraubt werden kann. Unmittelbar über dem Gewinde trägt dieser Zylinder eine runde Deckplatte, welche

Digitized by Google

beim Einschrauben des Zylinders die übrigen kleineren Bohrungen der Schale verschließt. Um die Schraube *ss* bequem drehen zu können, ist der Zylinder mit einem Viereck *v* versehen, zwischen dem und der Platte *cc* sich eine Feder *f* befindet, damit die Schraube *ss* stets niedergedrückt werde.

Die übrige Einrichtung des Instruments unterscheidet sich nicht wesentlich von jener der üblichen Barometer.

Über die Behandlung des Instruments und seine Verwendung zur Messung des Barometerstandes sei folgendes bemerkt: Ist das Instrument auf dem Barometerträger (ein Brett, das an der Wand vertikal befestigt ist, oben einen Aufhängehaken und weiter unten einen mit drei diametral gestellten Schrauben versehenen Messingring trägt, durch dessen Mitte das Barometerrohr hindurchgeht) aufgehängt und man will den Barometerstand messen, so wird zunächst das Thermometer abgelesen, der Glaszylinder gehoben und in *mm* aufgehängt, dann die Schraube *ss* gelüftet, indem man sie mittels eines beigegebenen, kleinen Schraubenschlüssels an dem Vierecke *v* dreht, bis durch die Öffnungen *o* im Schalenboden das Quecksilber beim Heben der Bodenschraube *S* heraussteigt. Die Quecksilberoberfläche in der Schale wird nun soweit gehoben, daß die Elfenbeinspitze $\sigma\sigma$ die Quecksilberoberfläche genau berührt, worauf mittels des Triebes *T* der Nonius auf die Quecksilberkuppe im Barometerrohr eingestellt wird.

Will man den Barometerstand öfter nacheinander messen, so läßt man das Quecksilber in der Schale stehen, sonst wird aber die Bodenschraube *S* gesenkt, um das Quecksilber aus der Schale in das Gefäß zu bringen. Ist das Quecksilber ganz verschwunden, wird die Schraube *ss* fest angezogen, damit beim neuerlichen Heben der Bodenschraube *S* kein Quecksilber in die Schale dringt. Hierauf läßt man den Glaszylinder, der in *mm* aufgehängt war, hinabgleiten, um die Schale vor Staub zu schützen. Sollte sich die Quecksilberoberfläche beim längeren Stehenlassen in der Schale mit einer Schmutzschicht überzogen haben, so wird beim Zurückfließen des Quecksilbers in das Gefäß das beschmutzte Quecksilber am Schalenboden haften bleiben und kann, nach dem Abfließen des Gefäßes durch die Schraube *ss*, mittels eines Pinsels vereinigt und aus der Schale entfernt werden, wobei man sehr sorgfältig vorzugehen hat, um die Elfenbeinspitze nicht abzubrechen. Durch ein derartiges öfteres Entfernen des beschmutzten Quecksilbers wird die Quecksilbermenge im Gefäße verringert, so daß es dann unmöglich wird, die Quecksilberoberfläche genügend hoch zu heben, damit sie die Elfenbeinspitze berühre. Dieser Übelstand läßt sich aber dadurch leicht beseitigen, daß man chemisch reines Quecksilber in die Schale nachgießt. Es ist nur nötig, eine entsprechende Menge von chemisch reinem Quecksilber in Vorrat zu haben.

In dem letztbeschriebenen Zustande läßt sich das Barometer, behufs eventuellen Transportes, leicht herabnehmen, wenn man es vorsichtig neigt, bis die ganze Barometerröhre mit Quecksilber gefüllt ist, dann die Bodenschraube *S* hebt und nachdem man es in dieser geneigten Lage vom Aufhängehaken entfernt hat, mit dem Gefäße nach oben kehrt, wobei darauf geachtet werden muß, daß hierbei der Glaszylinder nicht herabfällt. Beim Aufhängen wird das Barometer in der geneigten Lage (das Gefäß höher als das den Aufhängering tragende Ende) mittels des Ringes *R* auf dem Aufhängehaken befestigt und dann langsam nach abwärts geneigt, wobei die Bodenschraube *S* etwas gesenkt wird, bis die vertikale Lage erreicht ist. Um das Barometer in die vertikale Lage bringen zu können, ist der am Barometerträger angebrachte Ring auf einer Seite durchbrochen. Durch entsprechende Annäherung der Schraubenenden an das vertikal hängende Barometerrohr werden vertikale Schwingungen des Barometers verhindert. Der hier kurz beschriebene Vorgang beim Herabnehmen und Aufhängen des Barometers ist übrigens genau derselbe, den man auch bei einem gewöhnlichen Fortin-Barometer einhalten muß.

Sollen mit dem Barometer Luftdruckmessungen an einem höher gelegenen Orte ausgeführt werden, wo bei dem geringeren Drucke ein Teil des Quecksilbers aus dem Barometerrohre in das Gefäß hinabfließt, so läßt sich ein Teil des Quecksilbers mittels eines kleinen Glashebers aus der Schale entfernen, das in einem reinen, gut verschlossenen Glasfläschchen aufbewahrt werden kann.

Das bei der beschriebenen Konstruktion angewendete Prinzip des Zurückziehens des Quecksilbers aus der Schale in das Gefäß ist übrigens ziemlich alt, denn die k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien besitzt ein nach diesem Prinzip

Digitized by Google

eingerichtetes, großes Fortin-Barometer seit mehr als 20 Jahren (auch meine Lehrkanzel seit fast zwei Jahren), das aber nie beschrieben worden ist, obschon es sich sehr gut bewährt hat und als Normalbarometer dient. Diese Barometer, die mit einer Mikroskopeinstellung verbunden sind, kosten jedoch zuviel (über 500 k) und sind für gewöhnliche Messungen wenig geeignet. Die vorstehend beschriebene Einrichtung unterscheidet sich von jener der großen Fortin-Barometer nur durch die Art des Verschlusses des Gefäßes und durch das Wegfallen des Einstellungsmikroskopes. J. Liznar.

Ballonfahrt in ein Gewitter. Im folgenden veröffentliche ich die Daten einer Ballonfahrt des Münchener Vereins für Luftschiffahrt vom 28. Juni 1907, die uns mitten in ein im Entstehen begriffenes Gewitter führte. Dank der Mitnahme eines ventilierten Baro-Thermo-Hygrographen Hergesell-Bosch — beschrieben und abgebildet im Protokoll der 4. Versammlung der internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt 1904, S. 166 —, der kurz vor der Fahrt von Herrn Dr. Kleinschmidt-Straßburg neu geeicht worden war, liegen von derselben ununterbrochene Aufzeichnungen des Ganges der meteorologischen Elemente vor, meines Wissens die erste Registrierung, die unter so interessanten Umständen gewonnen wurde. Eine ausführliche Besprechung der Fahrt wird im Jahresbericht des Münchener Vereins für Luftschiffahrt 1907 erscheinen, und möchte ich hier nur noch der Bemerkung zu 8P 10 anfügen, daß die von uns beobachtete Wolkenbildung sich bis in die kleinsten Einzelheiten mit der schematischen Darstellung einer Gewitterwolke von Prof. Kassner in Meyers großem Konversationslexikon 6. Aufl., Bd. VII, S. 806, deckte.

Zeit M. E. Z.	Ort	Meereshöhe m	Lufttemperatur °C	Luftdruck mm Hg	Relative Feuchtigkeit Proz.	Absol. Feuchtigkeit (g Wasser im cbm Luft)	Dampfspannung mm Hg	Mischungsverhältnis (g Wasser im kg trockener Luft)	Windrichtung aus	Windstärke m/sec
7P 50[1])	Luftschifferabteilung. Abfahrt	520	+ 23.1	718	70	14.3	14.7	13.0	S 50° E	5.3
7 56[2])	Gasanstalt Moosach .	690	+ 23.3	704	51	10.6	10.8	9.7		
7 59[3])	. . . . .	780	+ 22.9	697	51	10.3	10.6	9.6		
8 10[4])	. . . . .	—	—	—	—	—	—	—	S 50° E	5.0
8 17[5])	Allacher Forst . . .	730	+ 22.9	701	51	10.3	10.6	9.5		
8 20[6])	Würmbrücke d. Straße Allach-Karlsfeld . .	960	+ 21.9	683	54	10.3	10.5	9.7		
8 23[7])	. . . . .	1260	+ 19.9	659	59	10.1	10.2	9.8		
8 24[8])	. . . . .	1420	+ 17.7	647	87	13.0	13.1	12.8		
8 27[9])	. . . . .	1080	+ 18.0	673	87	13.2	13.3	12.6		
8 29[10])	. . . . .									
8 30[11])	. . . . .	490							S 34° W	
8 32[12])	Landung im Schleißheimer Moos.									
8 40[13])										
11P [14])										

München, Oktober 1907. K. v. Bassus.

[1]) Nachtfahrt beabsichtigt. Wolklos; windstill: Aussicht am Abfahrtsort nach E und S durch Gebäude behindert.

[2]) Gleich nach Überfliegen der Gebäude sehen wir im S ein starkes Gewitter sich entladen, Donner aber nicht hörbar. Im W zieht sich ein zweites Gewitter zusammen.

[3]) Donner des südlichen Gewitters jetzt hörbar. Die Wolkenansammlung im W unverändert. Es wird dämmerig. Über uns wolkenlos, ebenso nach N und E.

[4]) Die Wolkenansammlung im W nähert sich: schweres, bleigraues, durcheinanderwogendes Gewölk, darüber der Gewitterschirm, scheinbar voraneilend.

[5]) Das Gewitter im W nähert sich bedrohlich; noch kein Blitz. Landungsbeschluß. 60 Sek. Ventilzug. Gleichzeitig starker Windstoß aus E; Ballon wird in die Höhe gerissen.

[6]) Trotz eines zweiten 60 Sek. dauernden Ventilzuges steigt der Ballon noch immer stark. Wind pfeift durch das Seilwerk. Es wird plötzlich Nacht (Eintritt in das Gewölk).

[7]) Trotz eines dritten langen Ventilzuges steigen wir noch immer. Korb schaukelt stark.

[8]) Endlich beginnen wir zu fallen, anfangs langsam, dann rascher.

[9]) Registrierinstrument abgestellt und verpackt.

[10]) Es wird etwas heller (Austritt aus dem Gewölk); gleich darauf streift das Ende des 50 m langen Schleppseils am Boden. Wir hören den Gewittersturm. Reißleine ganz aufgezogen.

[11]) Korb setzt hart auf, dann schwere Schleiffahrt von 200 m.

[12]) Mitten im heulenden Gewittersturm gelandet. Ballon verfängt sich in zwei einzelstehenden Föhren, wodurch die Schleiffahrt beendet wird.

[13]) Beginn der Entladung des Gewitters: häufige Blitze, auch Erdblitze in nächster Nähe. Platzregen. Orkanartiger Sturm.

[14]) Der Vollmond scheint am wolklosen Himmel. Kalt, windstill.

Digitized by Google

Bodenbewegungen und Barometerschwankung. Eine interessante Mitteilung von Prof. Omori über das Hin- und Herschwanken des Bodens bei einem Sturme enthält das Augustheft des japanischen Imperial Earthquake Investigation Comité. Am 10. und 11. Oktober 1904 war eine Zyklone, deren Zentrum über dem Meere östlich von Tokio vorüberzog, begleitet von einem Auf- und Abschwanken des Bodens um rund 3.5″ (8.9 cm) gegen das Gebiet tiefen Druckes. Am 10. und 11. Januar 1906 ging die Bahn des Zyklonenzentrums über das Land dicht an Tokio vorüber von SW nach NE, und war ebenfalls begleitet von einem Auf- und Abschwanken zuerst gegen E und dann, als der tiefe Druck ostwärts vorübergezogen war, gegen W hin, so daß die totale Änderung der Neigung rund 2.87″ (7.2 cm) betrug. Im letzteren Falle erhob sich der Grund unter dem tiefen Drucke, im ersteren sank er. Dieser Unterschied wird, in Erinnerung an eine vorläufige Mitteilung und eine Bemerkung in Nature, 3. November 1904, der Tatsache zugeschrieben, daß der Seespiegel sich gewöhnlich mehr erhebt, als es notwendig ist, um die Abnahme des Luftdruckes zu kompensieren, so daß der resultierende Druck am Seegrund in der Tat bei niederem Drucke größer ist als bei hohem [1]).

Die Beziehungen zwischen potentieller Temperatur und Entropie [2]). Im Jahre 1888 führte von Helmholtz [3]) gelegentlich seiner Untersuchungen: „Über atmosphärische Bewegungen“ beiläufig den Begriff „Wärmegehalt“ ein. Hiernach ist der „Wärmegehalt“ oder die in einer gegebenen Luftmasse enthaltene wirksame Wärme durch die absolute Temperatur zu messen, welche diese Menge annimmt, wenn sie adiabatisch auf den Normaldruck gebracht wird. Es blieb jedoch von Bezold vorbehalten, die volle Bedeutung dieses Begriffes zu erkennen und dessen wichtiges Verhalten bei der Diskussion meteorologischer Phänomene zu verwerten.

Da die Größe, um die es sich hier handelt, keine Wärmemenge ist, sondern eine Temperatur, so schlug von Bezold im Einverständnis mit von Helmholtz vor, das Wort Wärmegehalt durch die offenbar viel zutreffendere Bezeichnung „potentielle Temperatur [4])“ zu ersetzen. Mit Hilfe dieses Begriffes gelang es von Bezold in einfacher und klarer Weise eine Reihe wichtiger Schlußfolgerungen über die in der Atmosphäre stattfindenden thermodynamischen Prozesse zu ziehen; z. B. fand er den Satz: „Streng adiabatische Zustandsänderungen in der Atmosphäre lassen die potentielle Temperatur ungeändert, pseudoadiabatische erhöhen sie, und zwar je nach dem Maße des ausgeschiedenen Wassers“. von Bezold weist darauf hin, daß dieses Gesetz an den zweiten Hauptsatz der mechanischen Wärmetheorie von Clausius erinnert: „Die Entropie strebt einem Maximum zu“; er sagt jedoch weiterhin: „daß es mit demselben aber nicht identisch ist“.

In dem vorliegenden Artikel soll die genaue Beziehung zwischen den beiden Funktionen „potentielle Temperatur“ und „Entropie“ untersucht werden; es soll ferner geprüft werden, ob in der Behandlung gewisser thermodynamischer Probleme zweckmäßiger Gebrauch von der potentiellen Temperatur zu machen ist, und inwieweit der Satz von der potentiellen Temperatur als Ausdruck des zweiten Wärmesatzes versagt. Meines Wissens ist in thermodynamischen Abhandlungen bisher kein Gebrauch dieses Begriffes gemacht worden. Der Inhalt dieses Aufsatzes wurde der American Association for the Advancement of Science auf der Versammlung in Springfield 1895 mitgeteilt, aber die Gelegenheit zur weiteren Ausarbeitung verzögerte sich, da ich meine Tätigkeit fast ausschließlich erdmagnetischen Forschungen zuwenden mußte. Erst die Aufforderung zu einem Beitrag für die geplante Bezold-Festschrift veranlaßte mich, meine frühere Untersuchung wieder aufzunehmen.

Die potentielle Temperatur eines Körpers wird definiert als die absolute Temperatur, welche der Körper annimmt, wenn er adiabatisch auf den Normaldruck gebracht wird. Bezeichnen wir den thermodynamischen Zustand eines Körpers,

---

[1]) Nature, Sept. 16, 1907.

[2]) Der für eine Bezold-Festschrift bestimmte, in englischer Sprache eingesandte Aufsatz ist im Einverständnis mit dem Herrn Verfasser für diese Zeitschrift übersetzt worden. R. Süring.

[3]) Sitzungsber. der Berliner Akad. für 1888, S. 652. Zur Bezeichnung des „Wärmegehaltes“ wird das Symbol θ benutzt.

[4]) Sitzungsber. der Berliner Akad. für 1888, S. 1189; desgleichen in v. Bezold: Gesammelte Abhandlungen, S. 128.

Digitized by Google

bezogen auf die Masseneinheit, durch T (die absolute Temperatur), v (Volumen der Masseneinheit) und p (den als gleichförmig angesehenen Druck), dann ist:

$$T = f(v, p).$$

Wenn der Körper jetzt adiabatisch auf den Normaldruck p_o gebracht wird, ist die am Ende des Prozesses erlangte Temperatur die sogenannte potentielle Temperatur, die wir mit θ bezeichnen, also:

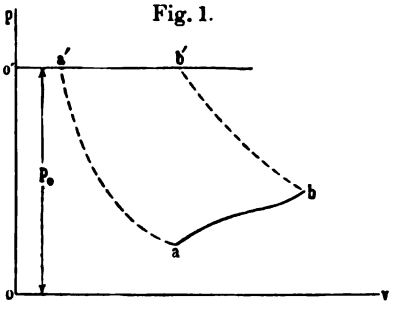
$$\theta = f(v, p_o) \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (1)$$

Da für ein vollkommenes Gas $k\,T = p\,v$ ist, wo k die Gaskonstante ist, so ist:

$$\theta = \frac{p_o}{k} v = k_o\, v \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (2)$$

d. h.: Die potentielle Temperatur ist für jedes Gas direkt proportional dem Volumen, sie läßt sich also, wie schon von Bezold gezeigt hat, bequem in dem gewöhnlichen (p, v)-Diagramm graphisch darstellen, indem sie einfach proportional ist den v-Abszissen von Schnittpunkten der Linie des Normaldruckes, $p = p_o$, mit den Adiabaten.

Fig. 1.



Würde es nun möglich sein, die Entropiefunktion für vollkommene Gase durch die potentielle Temperatur auszudrücken, so würden wir in gewissen Fällen auch eine einfache graphische Darstellung der Entropiefunktion erhalten.

In dem beistehenden Diagramm sollen $a\,a'$ und $b\,b'$ Teile von zwei Adiabaten und $o'\,a'\,b'$ die Linie des Normaldruckes $p = p_o$ sein. Es sei durch a der thermodynamische Anfangszustand des Körpers dargestellt, und es werde der Prozeß $a\,b$ ausgeführt. Nach der Definition ist die potentielle Temperatur θ_a im Zustande a gleich der Temperatur längs der Linie $a\,a'$, die von der Linie des Normaldruckes geschnitten wird. Aber nach Gleichung (2) ist die Temperatur in diesem Punkte a' proportional dem Volumen, also proportional $o'\,a'$. Entsprechend ist die Temperatur des Zustandes b proportional der Abszisse $o'\,b'$. Nach gleicher Skala gemessen, stellen also $o'\,a'$ und $o'\,b'$ für dieselben Substanzen direkt die potentiellen Temperaturen dar.

Der numerische Wert der potentiellen Temperatur läßt sich mit Hilfe der Gleichung der Adiabate folgendermaßen bestimmen:

$$\theta_a = \theta_{a'} = T_a \left(\frac{v_a}{v_{a'}}\right)^{\varepsilon-1} = T_a \left(\frac{p_o}{p_a}\right)^{\frac{\varepsilon-1}{\varepsilon}} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (3)$$

oder

$$\theta_a = T_a \left(\frac{p_o\, v_a}{k\, \theta_{a'}}\right)^{\varepsilon-1} = \left(\frac{p_o\, v_a}{k}\right)^{\frac{\varepsilon-1}{\varepsilon}} T_a^{\frac{1}{\varepsilon}} = k'\, T_a^{\frac{1}{\varepsilon}} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (3a)$$

wobei $\varepsilon = 1{,}41$ ist.

Für ein vollkommenes Gas läßt sich die Entropie, bezogen auf die Masseneinheit, ausdrücken durch [1]):

$$s = \int -\frac{d\,h}{T} = C_v \log T + k \log v + \text{const} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (4)$$

wo C_v die spezifische Wärme bei konstantem Volumen und k die Gaskonstante ist.

Da

$$\varepsilon = \frac{c_p}{c_v} \text{ und } k = (c_p - c_v)$$

ist, so erhält man unter Benutzung von Gleichung (3):

$$s = c_p \log \theta + (\varepsilon - 1) \log \frac{k}{p_o} + \text{const},$$

oder

$$s = c_p \log \theta + \text{const} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (5)$$

[1]) Vgl. z. B. Planck, Vorlesungen über Thermodynamik.

Digitized by Google

Dies gibt uns die gesuchte Beziehung zwischen potentieller Temperatur und Entropie. Da c_p stets eine positive Größe ist, so folgt daraus, daß für jeden Prozeß die potentielle Temperatur sich in genau derselben Richtung ändert wie die Entropie. Wenn die Entropie wächst, wie dies nach dem zweiten Hauptsatze für irreversible Prozesse stets der Fall ist, wächst auch die potentielle Temperatur. Wenn die Entropie konstant bleibt, wie für reversible, z. B. streng adiabatische Prozesse, dann bleibt auch die potentielle Temperatur konstant. Mit anderen Worten: Für vollkommene Gase läßt sich die Entropiefunktion in ihrer einfachsten Form durch eine Größe — die potentielle Temperatur — ausdrücken, welche nicht nur leicht zu interpretieren, sondern auch bequem graphisch darzustellen ist.

Entsprechend der innigen Verwandtschaft zwischen Entropie und potentieller Temperatur würde es vielleicht passender sein, für von Helmholtz' „Wärmegehalt" die Bezeichnung „entropische Temperatur" zu setzen anstatt „potentielle Temperatur"; da aber der letztere Ausdruck schon viel gebraucht ist, so dürfte es kaum ratsam sein, eine Änderung zu empfehlen.

Zyklische Prozesse. Aus der Figur sieht man, daß der Wechsel der potentiellen Temperatur auf dem Wege von a nach b genau derselbe ist wie von a' nach b', d. h. derselbe ist wie für einen einfachen Expansionsprozeß bei konstantem Druck. Führt man also den zyklischen Prozeß $abb'a'a$ aus, so ist die Gesamtsumme der potentiellen Temperaturänderungen gleich Null, genau wie in dem Falle der Gesamtsumme von Entropieänderungen. Allgemein ist:

$$s_b - s_a = c_p (\log \theta_b - \log \theta_a) = c_p (\log \theta'_b - \log \theta'_a) \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (6)$$

d. h. die Entropieänderung bei dem Übergange von a nach b in irgend einem — reversiblen oder irreversiblen — Prozeß kann theoretisch gemessen werden durch die Temperaturänderungen, welche auftreten, wenn sich der Körper bei Normaldruck zwischen den Anfangs- und Endadiabaten ausdehnt [1]).

Unvollkommene Gase. Wenn die Substanz, mit welcher Veränderungen vorgenommen werden, kein vollkommenes Gas ist, gilt die Gleichung:

$$\int_a^b ds = s_b - s_a = \int_{a'}^{b'} -\frac{dh}{T} = \int_{a'}^{b'} c_p \frac{d\theta}{\theta} = \int_a^b c_p \frac{d\theta}{\theta} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (7)$$

Hier ist c_p nicht konstant wie in dem Falle eines vollkommenen Gases, sondern ändert sich mit der Temperatur und kann sogar diskontinuierlich werden. Es ist daher im allgemeinen unmöglich, die Integration des rechtsstehenden Gliedes auszuführen. Wir wissen jedoch, daß c_p stets positiv ist, d. h. Wärme muß einem Körper immer zugeführt werden, um die Temperatur bei konstantem Druck zu steigern. Da

$$ds = c_p \frac{d\theta}{\theta} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (8)$$

ist, so folgt, daß das Vorzeichen von ds dasselbe ist wie das von $d\theta$. Wenn also die Entropie zunimmt, so nimmt auch die potentielle Temperatur zu.

In den vorhergehenden Abschnitten ist das Gesetz der potentiellen Temperatur aus dem der Entropie abgeleitet worden; es kann jedoch auch ohne besondere Schwierigkeiten der umgekehrte Weg eingeschlagen werden. Beispielsweise können wir das Gesetz der potentiellen Temperatur in genau der gleichen Weise aufbauen wie bei der Entropie, indem wir typische Beispiele natürlicher Prozesse nehmen und zeigen, daß die Natur ohne äußere Einwirkung dahin strebt, die potentielle Temperatur zu vergrößern.

Nehmen wir den bekannten Fall der plötzlichen Ausdehnung eines vollkommenen Gases ohne äußere Arbeitsleistung. Es läßt sich sehr leicht zeigen, daß in dem (p, v)-Diagramm die potentielle Temperatur im Endzustande größer ist als im Anfangszustande, da ja die Adiabate steiler ansteigt als die Isotherme.

Ebenso verhält es sich mit der Wärmeleitung. Nehmen wir an, dieselbe Masse desselben vollkommenen Gases sei in je zwei gleich großen Gefäßen a und b eingeschlossen, und diese befänden sich in einem nicht leitenden Gefäße; die Temperatur von a sei größer

[1]) Siehe auch Margules, Die Energie der Stürme. Jahrbücher der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie in Wien 1903, Anhang. D. Red.

Digitized by Google

als die von b. Verbinden wir a mit b thermisch, dann wird Wärme von dem heißeren Körper nach dem kälteren fließen, bis beide gleiche Temperatur haben. Auch hier wird die potentielle Temperatur des ganzen Systems am Ende des Prozesses größer sein als am Anfange. Denn nach Gleichung (3) gilt für ein vollkommenes Gas, wenn das Volumen konstant bleibt:

$$\theta = k' T^{\frac{1}{\varepsilon}},$$

also:

$$d\theta = \frac{k'}{\varepsilon} \cdot \frac{1}{T^{\mu}} dT,$$

$\mu = 1 - \frac{1}{\varepsilon}$ ist stets positiv, da $\frac{1}{\varepsilon} < 1$. Daraus folgt:

Die Änderung der potentiellen Temperatur nimmt bei einer gegebenen Änderung der absoluten Temperatur mit der absoluten Temperatur ab, wenn das Volumen konstant bleibt. Obgleich also die beiden Körper a und b unter den angenommenen Voraussetzungen ihre absolute Temperatur um denselben Betrag ändern, indem der erste Wärme verliert, der zweite Wärme gewinnt, nimmt die potentielle Temperatur des kälteren Körpers b um einen größeren Betrag zu als der wärmere Körper a abnimmt, was zu beweisen war.

Desgleichen läßt sich für unvollkommene Gase das Gesetz der Zunahme der potentiellen Temperatur bei natürlichen Prozessen unabhängig von dem Entropieprinzip aufstellen. Es ist nur nötig zu zeigen, daß im allgemeinen die Adiabate steiler ist als die Isotherme, oder daß sich die Änderung der potentiellen Temperatur umgekehrt verändert wie die absolute Temperatur, wenn das Volumen konstant bleibt.

Soweit könnte es also scheinen, als ob das Gesetz der potentiellen Temperatur ebenso gut ausreicht wie das Entropiegesetz. Das erstere versagt jedoch bei allen thermodynamischen Problemen, in welche die Masse eingeht; hier gibt es keine so vollständige Darstellung des zweiten Hauptsatzes der Thermodynamik wie das Entropiegesetz. Die Entropiefunktion ist nicht allein eine Funktion von Druck und Volumen, sondern auch von der Masse, während die potentielle Temperatur unabhängig von der letzteren ist. Aus Gleichung (8) ergibt sich, daß die offenbar bequemere Funktion „potentielle Temperatur“ nicht allgemein die Entropie ersetzen kann. Zweifellos gibt es jedoch eine größere Zahl thermodynamischer Probleme — wie durch von Bezold und in diesem Aufsatz gezeigt ist —, für welche die Anwendung des Satzes von der potentiellen Temperatur vorteilhaft ist. Der Hauptzweck dieser Arbeit war, die genaue Beziehung zwischen den beiden Funktionen darzutun.

Washington D. C. L. A. Bauer.

T. Okada[1]) **über den täglichen Wärmeaustausch in einer Schneedecke.** Infolge der Erwärmung der Erdoberfläche durch die Sonnenstrahlen wird täglich dem Erdboden eine bestimmte Energiemenge zugeführt, und zwar teilt sich diese Energie nach unten dem festen Erdboden und den Gewässern mit, nach oben der freien Atmosphäre. Diese während des Tages aufgehäufte Energie wird zur Nachtzeit durch Ausstrahlung und Abkühlung wieder der Erdoberfläche und der Atmosphäre wenigstens zum Teil entzogen, so daß wir in den unteren Schichten der Erdoberfläche einen täglichen Wärmeaustausch vor uns haben. Die Ermittelung des Betrages dieses täglichen Wärmeaustausches ist eines der interessantesten Probleme der Meteorologie; bereits Dr. Th. Homen bestimmte durch mehrere Untersuchungen den Wärmegehalt einiger Bodenarten, wie z. B. Moor-, Sand- und Lehmboden, und berechnete den täglichen und jährlichen Wärmeumsatz für dieselben. Auch J. Schubert befaßte sich mit demselben Problem und vervollständigte Homens Untersuchungen sowohl in den Beobachtungen, wie in der Theorie. Die große Wichtigkeit der bereits gewonnenen Ergebnisse ist nicht zu verkennen. Wenn wir so auch nur über die Größenordnung dieses Wärmeumsatzes im Erdboden und in der Atmosphäre unterrichtet sind, so geben uns die gewonnenen Tatsachen immer neue Gesichtspunkte, die man später bei weiterem Untersuchungsmaterial festhalten und benutzen kann.

[1]) Journ. of meteor. society of Japan. No. 4 (1907).

Digitized by Google

Im Winter, wenn der Erdboden mit Schnee bedeckt ist, findet in der Schneedecke, ebenfalls infolge der direkten Ein- und Ausstrahlung, ein Wärmeumsatz statt. Dieser Wärmeaustausch in den oberen Schichten der Schneedecke ist von besonderer Wichtigkeit für die täglichen Temperaturänderungen in den unteren Schichten der Atmosphäre. T. Okada bestimmte nun in der oben zitierten sehr interessanten Abhandlung die täglichen Änderungen im Wärmegehalte der Schneedecke und berechnete daraus den Betrag des täglichen Wärmeumsatzes in derselben. Das Material dazu lieferten die Beobachtungen der Schneetemperaturen, die im Kamikawa meteorologischen Observatorium in Hokkaido ausgeführt wurden. Die Temperaturen des Schnees wurden stündlich durch acht Tage, vom 16. bis 23. Februar 1907, in verschiedenen Tiefen mittels langstieliger Thermometer bestimmt. Als mittlere Schneetemperaturen für die verschiedenen Tiefen erhielt man:

Zeit	Tiefe: 0 cm	5 cm	10 cm	20 cm	30 cm
1ª	— 20.91°	— 17.06°	— 12.46°	— 7·92°	— 5.91°
2	— 21.65	— 17.80	— 12.96	— 8.11	— 5.97
3	— 22.40	— 18.37	— 13.47	— 8.32	— 6.06
4	— 22.65*	— 18.80	— 13.92	— 8.51	— 6.09
5	— 22.64	— 19.07	— 14.36	— 8.75	— 6.12
6	— 22.40	— 19.14*	— 14.71	— 8.95	— 6.24
7	— 21.67	— 18.90	— 14.86*	— 9.10	— 6.27
8	— 18.84	— 17.42	— 14.76	— 9.24	— 6.31
9	— 13.65	— 14.29	— 14.09	— 9.27	— 6.37
10	— 9.81	— 10.77	— 12.91	— 9.34*	— 6.41
11	— 6.09	— 8.22	— 11.30	— 9.26	— 6.47
Mttg.	— 4.45	— 7.06	— 9.97	— 9.14	— 6.49
1ᵖ	— 3.77	— 5.70	— 8.76	— 8.95	— 6.50
2	— 3.82	— 5.22	— 7.77	— 8.62	— 6.51
3	— 6.19	— 5.77	— 7.34	— 8.32	— 6.51*
4	— 8.64	— 7.60	— 7.37	— 8.07	— 6.51
5	— 12.65	— 9.81	— 7.64	— 7.92	— 6.49
6	— 14.91	— 11.40	— 8.55	— 7.72	— 6.44
7	— 15.66	— 12.64	— 9.25	— 7.66	— 6.36
8	— 16.40	— 13.52	— 9.96	— 7.61	— 6.36
9	— 17.49	— 14.22	— 10.55	— 7.64	— 6.21
10	— 17.57	— 14.66	— 11.09	— 7.75	— 6.21
11	— 17.79	— 15.02	— 11.51	— 7.89	— 6.21
Mttn.	— 18.45	— 15.49	— 11.84	— 8.04	— 6.19

Die harmonische Analyse des täglichen Temperaturganges, die ich ausführte, ergab folgende Gleichungen:

$$\begin{aligned}
&0\text{ cm Tiefe } \ldots -15.02 - 8.24 \sin(35.8^\circ + x) - 3.48 \sin(214.1^\circ + 2x)\\
&5 \text{ „ „ } \ldots -13.24 - 6.08 \sin(24.3 + x) - 2.22 \sin(190.4 + 2x)\\
&10 \text{ „ „ } \ldots -11.31 - 3.37 \sin(353.9 + x) - 0.97 \sin(153.7 + 2x)\\
&20 \text{ „ „ } \ldots - 8.42 - 0.96 \sin(295.6 + x) - 0.13 \sin(85.6 + 2x)\\
&30 \text{ „ „ } \ldots - 6.30 - 0.34 \sin(217.8 + x) - 0.02 \sin(333.4 + 2x)
\end{aligned}$$

Die spezifische Dichte des Schnees (Mittel aus drei Messungen) war:

Tiefe	5	15	25	35	45	55 cm
Dichte	0.159	0.240	0.267	0.306	0.361	0.380

Nach der von Bezold angegebenen Methode berechnete nun Okada die Änderung des Wärmegehaltes der Schneedecke für die verschiedenen Stunden des Tages. Als spezifische Wärmekapazität für die Volumeinheit, die zur Berechnung notwendig ist, nimmt Okada das Produkt aus mittlerer Dichte in der betreffenden Schicht und 0.508, der spezifischen Wärme des Eises. Die Änderungen des Wärmegehaltes berechnet so Okada für die einzelnen Schichten von 5 bzw. 10 cm Höhe bis zu einer Tiefe von 30 cm. Sie werden stetig kleiner, je tiefer die Schicht liegt; unter 30 cm Tiefe, wo die tägliche Temperaturschwankung bloß 0.6° C beträgt, beträgt der Wärmeumsatz nur einige Prozent des totalen Wärmeaustausches, kann daher, da es sich bloß um die Größenordnung des Betrages handelt, vernachlässigt werden. Als täglicher Gang der Änderungen des Wärmegehaltes in der Schicht bis zu 30 cm Tiefe erhält Okada folgende Zahlen:

Totale Änderung des Wärmegehaltes der Schneedecke von 30 cm Tiefe.

Mttn.—1ª	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—Mttg.
— 1.71*	— 1.38	— 1.35	— 1.03	— 0.94	— 0.69	— 0.08	+ 0.74	+ 3.51	+ 4.01	+ 4.05	+ 2.46
Mttg.—1ᵖ	**1—2**	**2—3**	**3—4**	**4—5**	**5—6**	**6—7**	**7—8**	**8—9**	**9—10**	**10—11**	**11—Mttn.**
+ 2.45	+ 1.70	+ 0.05	— 1.31	— 2.17	— 2.07	— 1.50	— 1.32	— 1.22	— 0.98	— 0.87	— 0.92

Digitized by Google

Die harmonische Analyse gibt dafür die Gleichung:

$$-0.025 + 2.03 \sin(313.6 + x) + 1.09 \sin(166.7 + 2x).$$

Als totalen täglichen Wärmeumsatz in der Schneedecke ergibt sich also 18.97 oder rund 19 g/cal pro Quadratcentimeter. Zum Vergleich seien hier noch die Beträge des täglichen Wärmeaustausches für verschiedene Bodenarten (nach Schubert) angeführt:

	a	b	c
Moorboden (mit Nadelholz)	15	—	—
Sandboden „ „	21	—	24
Wiesengrund	43	33	—
Sandboden	80	65	62
Granitfels	—	134	—

a) Beobachtungsort in Finnland, August und September 1892.
b) Am selben Platze, September und Oktober 1896.
c) Eberswalde, Juli 1879.

Aus dieser Tabelle ersieht man, daß der Wärmeaustausch in der Schneedecke ziemlich groß ist und im Vergleich mit dem Betrage des Umsatzes im festen Erdboden nicht vernachlässigt werden kann. Dieser Wärmeaustausch wird natürlich sehr stark von der Bewölkung abhängen. Wenn ein Teil des Himmels mit Wolken bedeckt ist, kann ein Teil der Sonnenstrahlung die Erdoberfläche nicht erreichen und die nächtliche Ausstrahlung der Erde ist ebenfalls gestört. Der Effekt der Bewölkung wird somit der sein, daß sie den Betrag des Wärmeumsatzes im Erdboden herabdrückt. Um diesen Einfluß zu konstatieren, berechnete Okada den Wärmeumsatz auch für zwei spezielle Tage, nämlich für den 17. und 23. Februar. Die mittlere Bewölkung am ersten Tage betrug 0.8, beim zweiten 9.7 der zehnteiligen Skala. An beiden Tagen war die tägliche Temperaturwelle bis zur Tiefe von 30 cm eingedrungen. Der Wärmeumsatz wurde für jedes Stundenintervall des Tages berechnet, und so erhielt man für die ganze in Betracht gezogene Schicht von 30 cm folgende Werte:

Wärmeumsatz in einer Schneedecke.

An einem klaren Tage:

Mttn.—1ª	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—Mttg.
−1.85	−2.11	−1.40	−1.57	−1.58	−1.51	−0.82	+1.44	+3.97	+4.75	+5.43	+2.29

An einem trüben Tage:

−0.78	0.00	+0.17	+0.28	+0.56	+0.05	+0.52	+0.99	+1.52	+2.25	+2.15	+1.30

An einem klaren Tage:

Mttg.—1ᵖ	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—Mttn.
+3.34	+2.28	+0.80	−0.26	−2.74	−1.86	−2.46	−3.05	−2.16	−2.30	−1.78	−1.80

An einem trüben Tage:

+1.25	+0.46	−1.02	−1.56	−1.96	−0.74	−0.93	−0.71	−0.87	−1.06	−0.71	−1.64

Die angenäherten Gleichungen des täglichen Ganges dieser Änderungen sind:

Für den wolkenlosen Tag . $-0.213 + 2.78 \sin(308.1 + x) + 1.19 \sin(166.9 + 2x)$
Für den bedeckten Tag . . $-0.022 + 1.31 \sin(335.2 + x) + 0.16 \sin(169.4 + 2x)$

Der totale Betrag des Wärmeumsatzes ergab sich am klaren, wolkenlosen Tage als 24.3 g/cal pro Quadratcentimeter, am trüben, bedeckten Tage zu 11.5 g/cal pro Quadratcentimeter. Am wolkenfreien Tage ist somit der Wärmeumsatz ungefähr doppelt so groß als am trüben Tage. —

Da die Gleichungen des täglichen Ganges der Schneetemperaturen bereits gegeben sind, könnte man noch aus der Abnahme der Amplituden mit der Tiefe den thermometrischen Wärmeleitungskoeffizienten K des Schnees berechnen. Die Dichte δ des Schnees in den verschiedenen Tiefen z ist ebenfalls bekannt. Die Fourier-Poissonsche Theorie gibt für die Änderung der Amplituden die Gleichung

$$\log \frac{a}{a_z} = z \sqrt{\frac{\pi}{KT}},$$

worin T die Dauer der Periode ist. Kennt man K, so ergibt sich die kalorimetrische Wärmeleitungsfähigkeit k als

$$k = c \delta K,$$

wobei c die spezifische Wärme des Schnees oder Eises ist und gleich 0.508 gesetzt ist.

Digitized by Google

Für unseren Fall erhalten wir aus dem ersten Gliede unserer Formeln folgende Wärmeleitungskonstanten:

Tiefe	5—10 cm	10—20 cm	20—30 cm
δ	0.186	0.219	0.253
K	0.002 6	0.002 7	0.003 4
$K = c\delta K$.	0.000 248	0.000 297	0.000 435

Nach der Abelsschen [1]) Formel für den Zusammenhang zwischen Dichte und Wärmeleitung des Schnees $k = 0.0068\,\delta^2$ ergibt sich für die obigen Werte von δ:

K	0.000 242	0.000 327	0.000 437

Die Jansonsche Formel [2]) ergibt wieder zu hohe Werte. Die nach Abels berechneten und die beobachteten Werte stimmen sehr gut überein. Dr. A. Defant.

Messungen der Intensität der Sonnenstrahlung in Warschau von Ladislaus Gorczynski. In einer als Monographie gedruckten umfangreichen Abhandlung [3]) (französische Übersetzung) behandelt der Verfasser in ausführlicher Weise seine Messungen der Sonnenstrahlung von 1901 bis 1905; ein teilweiser Auszug aus seiner Arbeit beschäftigt sich mit den Monats- und Jahressummen der Sonnenstrahlung in Warschau, Treurenberg und Montpellier [4]). Obwohl die Abhandlung schon nicht mehr ganz neu ist, sei hier ein kurzer Überblick der wesentlichen Resultate gegeben.

Im ersten Teile der Monographie wird das zur Verwendung gelangte relative Aktinometer nach Ångström-Chwolson einer ausführlichen Kritik unterzogen und die Art der Sonnenstrahlungsberechnung diskutiert; auf diesen Teil kann hier nur verwiesen werden. Der zweite Teil behandelt dann die Messungsergebnisse selbst. Neben dem genannten Aktinometer kam auch das Ångströmsche elektrische Kompensationspyrheliometer in Anwendung; und auch über dieses findet man theoretische Erörterungen sowie eine wertvolle Zusammenstellung der bisher darüber vorliegenden Arbeiten. — Die Beobachtungen der Sonnenstrahlung in Warschau sind zum überwiegenden Teile bei hohem Sonnenstande um Mittag herum angestellt, weshalb der tägliche Gang hier nicht untersucht werden konnte. Der Verfasser ging auch hauptsächlich auf die Bestimmung der Jahressummen und des jährlichen Ganges der Sonnenstrahlung aus. Er bediente sich hierzu natürlich des Zusammenhanges, der zwischen den absoluten Strahlungswerten Q und der Höhe der Sonne h über dem Horizont aus den zahlreichen (7622) Messungen gefunden wurde. Wir reproduzieren im folgenden eine kleine Tabelle, welche den Zuwachs ΔQ der Strahlung bei der Zunahme Δh der Sonnenhöhe für Warschau und einige andere Orte gibt. Die Größen ΔQ beziehen sich hier nicht auf 1° Höhenänderung, sondern auf das links stehende Höhenintervall.

h	Treurenberg	Warschau	Zakopane [5])	Guimar (Teneriffa)
2— 3°	0.097	—	—	—
3— 6	0.247	—	—	—
6— 9	0.170	—	0.156	—
9—12	0.126	0.119	0.116	0.113
12—15	0.097	0.093	0.093	0.087
15—20	0.106	0.108	0.122	0.094
20—25	0.080	0.087	0.092	0.074
25—30	0.070	0.066	0.077	0.066
30—35	—	0.061	0.063	0.047
35—45	—	0.074	0.090	0.068
45—55	—	0.054	—	0.047
55—70	—	—	—	0.040
70—85	—	—	—	0.030

Der häufigen Verwendbarkeit wegen stellen wir auch noch auszugsweise die Größen $\frac{\Delta Q}{\Delta h}$, d. i. den Strahlungszuwachs bei 1° Höhenzunahme für Warschau hierher:

---

[1]) Rep. f. Met. 16 (1902).
[2]) Verh. d. Schwed. Akad. 1901, Nr. 3, S. 222.
[3]) Sur la marche annuelle de l'intensité du rayonnement solaire à Varsovie et sur la théorie des appareils employés. Warschau 1906.
[4]) Sur les sommes de la chaleur en g-cal pour Varsovie, Treurenberg et Montpellier; Bull. mét. du département de l'Hérault. Montpellier 1906.
[5]) Die Beobachtungen in Zakopane (Galizien), die in dieser Zeitschrift noch nicht besprochen wurden, stammen von A. Witkowski aus dem Jahre 1903 (in polnischer Sprache publiziert in Spraw. Kom. Fizyogr. Krakau 1905).

Digitized by Google

8— 9°	0.047	16—17°	0.023	35—36°	0.009
10—11	0.040	20—21	0.018	47—48	0.006
12—13	0.034	24—25	0.015	53—54	0.004
14—15	0.028	31—32	0.012	61—62	0.003

Für den Einfluß des Wasserdampfes an der Erdoberfläche auf die Strahlungsintensität fand Gorczynski die folgende angenäherte Relation: Bei Zunahme des Dampfdrucks um 1 mm Hg nimmt die Strahlung durchschnittlich um 0,02 g-Cal ab. Ein ähnlicher Mittelwert ergibt sich aus den Beobachtungen Westmans in Treurenberg (Spitzbergen).

Zur Bildung von Tageswerten der Sonnenstrahlung benutzte der Verfasser die größten Beobachtungswerte jedes Tages und reduzierte dieselben auf die Mittagshöhe der Sonne. Diese Größen wurden auf die Sonnenhöhe der Mitte der einzelnen Monate (15.) zu Mittag reduziert, um mittlere Monatswerte der Strahlung zu erhalten. Um auch diese Monatswerte miteinander besser vergleichbar zu machen, wurden sie sämtlich auf eine Sonnenhöhe von 30° und auf die mittlere Entfernung der Erde von der Sonne umgerechnet.

Zur Bildung von Jahresmitteln für die einzelnen Jahre wurden den Monatswerten Gewichte je nach der Zahl der Beobachtungstage beigeschrieben.

Wir wollen, da in die Beobachtungsperiode 1901 bis 1905 die eigentümliche Periode (1903 und 1904) mit abnorm geringer Sonnenstrahlung fällt, die Dufour und Langley zuerst bemerkten, die auf 30° Höhe und mittlere Sonnenentfernung reduzierten Monats- und Jahresmittel der einzelnen Jahre hier anfügen (g-Cal. pro Quadratcentimeter zur Strahlung vertikale Fläche):

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1901	1.001	1.172	1.010	1.089	1.043	1.014	1.025	0.978	1.058	1.082	1.129	1.167	1.052
02	1.009	1.060	1.093	1.046	0.933	0.940	1.011	0.965	1.071	1.003	0.976	0.894	0.994
03	0.909	0.850	0.849	0.869	0.793	0.967	0.852	0.839	0.885	0.898	—	0.716	0.862
04	0.825	0.800	1.094	1.020	0.975	0.919	0.956	0.963	1.050	0.993	1.104	1.003	0.968
05	1.013	1.161	1.036	1.004	1.000	0.915	1.036	0.997	1.085	1.130	0.997	1.056	1.016

Wie man sieht, erhebt sich das Monatsmittel der Strahlung von November 1902 an bis zum März 1904 nicht über eine Grammkalorie. Die lange Störung im Verlaufe der Strahlung scheint den Verfasser gehindert zu haben, hier mehrjährige Mittel zu bilden. Auch ohne diese sieht man, daß der Monat August den kleinsten Strahlungswert (natürlich auf 30° Höhe reduziert) besitzt.

Für die wahren Strahlungswerte der Monate, bezogen auf ihre mittlere Sonnenhöhe, gibt hingegen Gorczynski folgende fünfjährige Mittel:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
0.774	0.954	1.085	1.176	1.145	1.119	1.162	1.107	1.124	1.000	0.887	0.755

Das Hauptmaximum fällt auf April-Mai, ein zweites auf den Juli, ein drittes auf den September. Das Hauptminimum findet im Dezember-Januar statt. Diese Extreme sind durch Sonnenhöhe und Luftdurchlässigkeit verursacht, während die obenerwähnte Augustdepression natürlich nur auf letzterer beruht, die also wohl in diesem Monat am geringsten ist, wie auch der August den höchsten mittleren Dampfdruck hatte.

Der Verfasser hat die Periode der Strahlungsdepression (Dezember 1902 bis Februar 1904) ausgeschieden und aus den übrig bleibenden Werten Monatsmittel gebildet, die gestatten, den Verlauf der Depressionsperiode näher zu verfolgen. Die Depression der Strahlung betrug während dieser Zeit im Mittel 15 Proz., im Februar 1904 hingegen sogar 30 Proz.; sie setzte plötzlich ein, erlitt während ihrer Dauer einige Schwankungen und hörte plötzlich wieder auf.

Aus der gefundenen Beziehung zwischen Sonnenhöhe und mittlerem Strahlungswert in der Beobachtungsperiode (mit Ausschluß der Zeit obiger Strahlungsdepression) leitete Gorczynski Wärmesummen für einzelne Tage ab, die wir im folgenden wiedergeben. Sie bedeuten die Summe der Strahlungswärme in Grammkalorien, welche 1 qcm horizontaler Boden (schwarze Fläche) bei wolkenlosem Himmel an den betreffenden Tagen erhalten hätte.

Tagessumme	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
am 10.	60	133	243	381	485	520	531	446	336	222	93	56
am 20.	71	172	287	421	503	524	523	407	294	177	76	53
am 30.	93	(200)	330	455	514	530	488	376	248	140	70	54
Monatssumme	2.1	4.1	8.4	12.0	15.3	15.7	16.1	13.2	9.4	6.1	2.7	1.7

Die Monatssummen sind in kg-Cal gegeben.

Digitized by Google

Durch Berücksichtigung der tatsächlich beobachteten Sonnenscheindauer ergeben sich sodann folgende wahre Monatssummen der Strahlung in Grammkalorien auf die horizontale Flächeneinheit in den drei Jahren 1903, 1904 und 1905 (in den beiden ersten Jahren 1901 und 1902 war, wie es scheint, kein Sonnenscheinautograph in Tätigkeit).

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1903	360	940	2100	2620	6 090	6290	5 600	5410	5120	2140	180	40	36 890
04	290	420	3800	3760	8 630	9230	11 310	8420	5410	2100	640	220	54 230
05	760	920	1020	4730	10 010	9610	10 380	7800	3850	1280	330	230	50 920

Wie man sieht, schwanken die Summen der Monate und der Jahre sehr stark. Das dreijährige Mittel der effektiven Jahressumme der Strahlung beträgt für Warschau 47.34 kg-Cal.

Wir geben zum Schlusse noch eine Zusammenstellung der jährlichen Wärmesummen nach Gorczynski, die effektiv den horizontalen Boden (1 qcm) in Treurenberg, Warschau und Montpellier getroffen haben.

	Geographische Breite	Mögliche Summe	Wirkliche Summe	Dauer des Sonnenscheins Proz.	in Stunden	Proz.
Treurenberg 1899/1900	79.9°	75 770	16 820	22	895	21
Warschau 1905	52.2	106 800	50 920	48	1563	44
Montpellier 1883/89	43.6	145 000	71 820	51	2270	—

In der Rubrik „Mögliche Summe“ ist die Wärmesumme der Bestrahlung in Grammkalorien ohne Bewölkung, in der nächsten Spalte die wahre Summe, in der folgenden letztere in Prozenten der möglichen ausgedrückt. Weiter folgt die Dauer des Sonnenscheins in Stunden, sowie auch die Prozentzahl der wirklichen Sonnenscheindauer, bezogen auf die mögliche. Wie man sieht, stimmen diese Prozentzahlen mit jenen der Wärmesummen für Treurenberg und Warschau sehr nahe überein. Die Summen von Montpellier sind mehrjährige Mittel. F. M. Exner.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Cuyabá im Jahre 1906, 15° 36′ SBr., 56° W v. Gr., 235 m.

	Luftdruck Mittel	Schwkg.	Temperatur 7a	2p	9p	Mittel 7, 2, 9	Mittlere tägl. Extreme		Ampl.	Absolute Extreme		Feuchtigkeit Mittel Absol.	Rel.
Januar . . .	743.3	6.8	25.6	27.9	26.0	26.5	27.6	24.7	2.9	30.4	23.0	22.3	86
Februar . .	43.7	6.5	25.1	28.1	26.3	26.5	28.8	24.6	4.2	31.7	22.8	21.8	84
März	44.6	5.4	25.0	28.4	26.5	26.6	29.3	24.1	5.2	30.8	21.2	22.8	83
April	45.8	7.5	—	—	—	26.3	30.3	22.9	7.4	32.3	13.4	—	74
Mai	46.3	7.1	—	—	—	26.1	30.1	23.7	6.4	31.5	12.2	—	66
Juni	52.0	8.5	—	—	—	21.0	26.0	19.2	6.8	31.7	12.0	—	72
Juli	47.8	10.4	—	—	—	23.6	29.1	20.2	8.9	31.8	12.7	—	69
August . . .	47.1	10.0	—	—	—	24.3	31.5	22.6	8.9	34.2	15.6	—	50
September .	45.1	10.0	—	—	—	25.7	31.0	23.1	7.9	35.9	18.0	—	52
Oktober . . .	44.8	6.6	—	—	—	27.1	31.0	25.0	6.0	34.1	22.6	—	70
November . .	43.2	5.6	—	—	—	27.5	31.3	25.2	6.1	34.8	23.4	—	73
Dezember . .	43.1	7.2	—	—	—	27.2	30.3	25.7	4.6	34.5	23.0	—	79
Jahr	745.6	15.7	—	—	—	25.7	29.7	23.4	6.3	35.9	12.0	—	72

	Rel. Feuchtigkt. 7a	2p	9p	Bewölkung 7a	2p	9p	Mittel	Niederschlags- Menge	Tage	Max. pro Tag	Gewitter-Tage
Januar . . .	90	78	90	8.9	9.2	8.1	8.7	372	19	69	8
Februar . .	89	74	87	7.4	7.9	7.3	7.5	231	15	47	6
März	88	74	82	7.9	7.7	5.8	7.1	230	16	46	4
April	82	62	78	4.9	5.4	3.7	4.5	49	9	20	6
Mai	79	56	72	6.1	6.2	3.3	5.2	0	0	0	0
Juni	79	65	76	8.0	7.3	4.9	6.7	0	0	0	0
Juli	82	57	74	4.4	4.2	1.5	3.4	0	0	0	0
August . . .	59	47	49	4.3	4.1	2.6	3.2	0	0	0	0
September .	61	42	52	5.6	5.3	3.8	4.9	21	2	16	2
Oktober . . .	77	59	73	7.9	7.4	5.2	7.0	85	12	26	5
November . .	77	64	76	8.5	8.2	6.7	7.8	74	13	12	7
Dezember . .	82	67	80	8.0	7.8	7.5	7.8	260	16	49	4
Jahr	79	62	74	6.8	6.7	5.0	6.2	1322	102	69	42

Digitized by Google

T. Okada: Föhnwinde zu Wosan in Korea. In einer kleinen Abhandlung im Aprilhefte der Japanischen Meteorologischen Gesellschaft[1]) behandelt T. Okada die Föhnwinde, die zu Wosan in Korea auftreten. Durch die topographische Lage der Gebirgsketten in Korea, deren Hauptrücken sich von N nach S zieht, ist es sehr leicht möglich, daß Luftströmungen, welche die barometrischen Depressionen, namentlich in der kalten Jahreszeit, häufig mit großer Heftigkeit begleiten, gezwungen sind, diese Gebirgsketten zu übersteigen. Auf der Leeseite der Kette erscheinen sie dann als warme, trockene Föhnwinde. Als im Jahre 1904 die japanische Regierung mehrere meteorologische Stationen erster Ordnung in Korea errichtete, konnte durch genaue Prüfung der Beobachtungsergebnisse festgestellt werden, daß an manchen Stationen der plötzliche Anstieg der Temperatur fast stets begleitet war von Windströmungen, deren Richtung zwischen NW und SW schwankte. So zeigen sich namentlich in Wosan Westföhne von ganz bedeutender Intensität sehr häufig.

Die Station Wosan liegt an der Ostküste von Nordkorea (127° 26′ E und 39° 9′ N), rings umgeben von hohen Gebirgsketten, nur nach E ist die Gegend frei. Die Gebirgskette im W ragt bis zu einer fast gleichförmigen Höhe von fast 1500 m empor und nur wenige Gipfel, wie der Tu-mu-san u. a., erheben sich über dieselbe. Okada gibt für diese Station zwei charakteristische Föhnfälle an: 27. April 1905 und 26. Juni 1904.

In beiden Fällen lag hoher Druck über dem nördlichen China, dagegen am 24. April 1905 eine Depression über dem Golf von Korea, am 26. Juni 1904 eine Depression südlich von Wladiwostok. Im ersten Falle herrschten in Nordkorea westliche Winde, im zweiten Falle südwestliche vor. Wosan zeigte an beiden Tagen eine abnorme Temperaturzunahme und eine überaus tiefe relative Feuchtigkeit, was besonders durch Vergleich mit anderen Stationen in Korea, wie Yongampo und Chemulpo, auffällt.

27. April 1905.

	Temperatur				Rel. Feuchtigkeit			Wind					
	6a	2p	10p	Max.	6a	2p	10p	6a	—	2p	—	10p	—
Wosan	4.6	22.4	8.2	24.2	96	24	91	SW	1.4	W	6.5	SSE	0.6
Yongampo . .	6.0	13.9	9.5	—	93	31	58	ESE	0.7	NNE	7.4	N	4.3
Chemulpo . .	7.8	12.7	11.4	—	94	50	44	SW	2.3	WSW	6.8	N	8.7
26. Juni 1904.													
Wosan	19.7	36.8	22.2	38.2	78	27	75	SW	2.0	WSW	4.7	W	5.0
Yongampo . .	16.3	25.4	20.1	26.3	85	49	89	NE	2.4	WSW	2.2	SSE	5.1
Chemulpo . .	18.7	24.2	20.8	26.5	91	58	80	W	3.7	SW	3.4	SW	1.3

Diese zwei Beispiele genügen, um zu zeigen, daß zu Wosan Föhnwinde von ganz bedeutender Stärke auftreten und die Ursache von außerordentlich hohen Temperaturen und tiefer relativer Feuchtigkeit sind.

Um die Häufigkeit des Auftretens von Föhn in Wosan zu zeigen, zählte Okada für die Jahre 1905 und 1906 die Beobachtungsstunden, in denen die relative Feuchtigkeit unter 30 Proz. sank; wir teilen hier bloß die Summen für die einzelnen Monate der Jahre 1905 und 1906 mit:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1905 und 1906	13	8	45	47	25	3	0	0	5	26	45	27	224

Am häufigsten tritt somit der Föhn im Frühling und im Spätherbst auf. Im Jahre 1905 gab es 108 Beobachtungstermine, im Jahre 1906 115 Fälle, in denen die relative Feuchtigkeit unter 30 Proz. fiel; das sind fast 5 Proz. aller Beobachtungsstunden im Jahre. Stellt man für diese 224 Beobachtungstermine die Windrichtungen zusammen, so entspricht den einzelnen Windrichtungen folgende Anzahl der Fälle:

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Calm.
3	0	2	2	7	66	118	35	0

Die größte Trockenheit zeigen somit die Winde aus den SW—NW Quadranten, und zwar fallen 118 Fälle von 224 auf die Westrichtung, das sind fast 53 Proz. aller Fälle. Wir finden also zusammenfassend, daß Trockenheit unter 30 Proz. am häufigsten im Winter und Frühling bei westlichen Winden auftritt, d. h. dann, wenn die Luft von den hohen Gebirgsketten herkommt. A. D.

[1]) Journ. of meteor. society of Japan, No. 4, April 1907.

Digitized by Google

Meteorologische Beobachtungen in Kamerun 1906. Wir entnehmen dem 20. Bande der Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten, Heft III, von Baron A. v. Danckelman die nachfolgenden Beobachtungsergebnisse.

Auf der Pflanzung Dipikar am Kampo sind regelmäßige Ablesungen von Indexthermometern meist allerdings nur auf ganze Grade angestellt worden, die folgende Resultate ergaben:

Pflanzung Dipikar (Nassovia) am Kampo.

	Temperatur					Regenmenge in mm				Anzahl der Regentage			
	Mittleres			Absolutes							mit mehr als		
1906	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.	6a	6p	Summe	Max. in 24 Std.	im allg.	0.2 mm	1.0 mm	25.0 mm
Januar .	30.0	23.0	26.5	34.5	21.0	133.3	0.0	133.3	46.0	11	10	9	2
Febr. . .	31.0	23.0	27.0	33.0	21.0	103.4	75.8	179.2	39.6	11	11	11	1
März . .	31.0	23.0	27.0	32.5	22.0	269.6	14.2	283.8	58.0	12	12	11	4
April . .	31.0	24.0	27.5	32.5	21.0	244.9	88.8	333.7	135.0	17	17	14	4
Mai . .	30.0	23.0	26.5	31.5	21.0	56.3	42.2	98.5	23.7	12	12	10	0
Juni . .	28.5	22.0	25.2	31.5	20 0	16 2	9.9	26.1	6.4	11	9	7	0
Juli . .	27.0	21.0	24.0	28.5	20.0	1.7	0.0	1.7	0.9	3	2	0	0
August .	27.0	21.0	24.0	28.5	19.5	11.1	0.3	11.4	6.9	6	5	3	0
Sept. . .	27.0	22.0	24.5	29.0	21.0	115.9	95.4	211.3	63.4	23	23	21	3
Oktober .	28.0	22.0	25.0	29 0	20.5	214.2	318.8	533.0	117.5	27	27	26	7
Nov. . .	29.0	22.0	25.5	29.5	21.0	150.4	106.8	257.2	61.0	15	15	13	1
Dez. . .	29.0	23.0	26.0	31.0	21.5	75.6	35.2	110.8	43.0	9	9	9	1
Jahr . .	29.0	22.4	25.7	34.5	19.5	1392.6	787.4	2180.0	135.0	157	152	134	23

Vom 23. Juni bis 10. August wurden nur zwei unbedeutende Regenfälle unter 1 mm notiert; die Trockenzeit dauerte also 49 Tage oder, da nach dem 11. August, an dem nur ein schwacher Regenfall von 1.6 mm vorkam, wieder absolute Trockenheit bis inkl. den 23. August herrschte, 62 Tage.

Debundscha. Pflanzung am Fuße des Kamerun-Pik.

	Regenmenge in mm				Anzahl der Regentage			
						mit mehr als		
1906	6a	6p	Summe	Max. in 24 Stunden	im allgemeinen	0.2 mm	1.0 mm	25.0 mm
Januar	139.0	45.0	184.0	86.0	10	10	8	2
Februar	393.5	31.0	424.5	76.0	20	20	17	6
März	446.5	27.0	473.5	134.0	19	19	16	6
April	160.0	417.0	577.0	128.5	24	24	22	5
Mai	604.5	132.0	736.5	124.0	27	27	25	10
Juni	1116.5	488.5	1605.0	283.5	26	26	25	12
Juli	1070.0	527.5	1597.5	295.0	30	30	30	15
August	1000.5	295.5	1296.0	161.5	27	27	27	14
September . .	1218.5	391.0	1609.5	186.0	29	29	29	23
Oktober . . .	982.0	258.0	1240.0	111.0	29	27	27	18
November . .	305.0	11.7	316.7	59.0	25	22	21	4
Dezember . .	265.8	82.5	348.3	43.5	25	20	18	8
Jahr	7701.8	2706.7	10408.5	295.0	291	281	265	123

Wetter und Ernten[1]). R. H. Hooker, der Chef der statistischen Abteilung des landwirtschaftlichen Amtes, hat in der „R. Statistical Society" eine interessante Abhandlung über die Beziehungen zwischen Wetter und Ernten publiziert.

Das Substrat der Abhandlung ist in sehr vollständiger Weise behandelt, indem ziffernmäßige Beziehungen zwischen den Mengen der einzelnen Erntegattungen und den einflußreichsten meteorologischen Faktoren aufgestellt werden. In Betracht werden gezogen: 1. der Niederschlag; 2. die Temperatursummen, von einer Grenze von 5.6° C an gerechnet, und zwar für Perioden von 8 Wochen, die ineinander übergreifen (1. bis 8. Woche des Jahres, 5. bis 12. usf.). Es werden die Ernten von Weizen, Gerste, Hafer, Bohnen, Erbsen, Kartoffeln, Steckrüben, schwedischen Rüben, von Klee, die Heuernten von Brachfeldern und permanenten Wiesen in Betracht gezogen. Bei der großen Verschiedenheit der klimatischen Verhältnisse von England und Schottland und der einzelnen Teile von England selbst mußte sich das Verfahren auf ein relativ kleines Gebiet beschränken. Es wurde ein Gebiet im östlichen Teile von England gewählt, das, mit Ausnahme des Heues, an den übrigen genannten Ernten den reichsten Ertrag liefert.

[1]) Übersetzt aus „Nature", No. 1953, Vol. 75, pag. 545, 4. April 1907.

Digitized by Google

Was die Weizenernte betrifft, so kommt der Verfasser, in bester Übereinstimmung mit Herrn Shaw, zum Ergebnisse, daß der Niederschlag im Herbst für dieselbe von besonderer, ja ausschlaggebender Bedeutung ist.

Die kritische Periode ist jedoch noch kürzer, indem die ziffernmäßige Beziehung zwischen Regenfall und Ernte für die zwischen der 37. und 44. Jahreswoche liegende Periode ihren größten negativen Betrag, nämlich — 0.62 erreicht. Von besonderer Bedeutung ist noch der dem Erntejahr vorausgehende Sommer, in dem die Saat für die nächste Ernte wächst. Der „Regenkoeffizient" für die 21. bis 28. Woche des Saatjahres beträgt — 0.69, der „Temperaturkoeffizient" für die 29. bis 36. Woche desselben Jahres beträgt + 0.51; es kommt hier die Tatsache zum Ausdruck, daß ein guter Samen zu seinem Heranreifen eine regenlose Blütezeit und einen warmen Herbst beansprucht. Bei Gerste und Hafer scheint kühler Sommer günstig zu sein; bei letzterer Getreideart muß auch der Frühling regenreich sein, wie man aus dem betreffenden Koeffizienten + 0.70 ersieht.

Bei der Rübe scheint der Regenfall im Juni und Juli ausschlaggebende Bedeutung zu haben (Koeffizient + 0.55). Es ist dies die Zeit der Aussaat, und aller Wahrscheinlichkeit nach zerstört die Rübenfliege, wenn die genannte Zeit trocken ist, die Ernte, sobald die Rüben nur aus dem Boden hervortreten. Im Spätsommer scheint die Rübe gegen die vorherrschende Meinung keinen Regen zu brauchen.

Die Bedeutung des Regenfalles im Frühjahr und Frühsommer für die Heuernte geht aus den vorliegenden Untersuchungen deutlich hervor; als Koeffizient der Beziehung zwischen Heuernte und Frühjahrsregen ergibt sich 0.7.

Ein merkwürdiger und allgemeiner Grundsatz wurde darin gefunden, daß kühles Wetter im Spätfrühling und Sommer für alle untersuchten Felderzeugnisse (vielleicht mit Ausnahme der Kartoffel) sehr günstig ist. Was die Periode, 9. bis 28. Woche, anbelangt, so sind für Gerste, Hafer, Rüben und Heu alle vier Koeffizienten negativ [1]); bei Weizen und Bohnen sind drei Koeffizienten negativ. Hierzu ist zu bemerken, daß das zu Gebote stehende Zahlenmaterial auf mittleren Regen reduziert wurde. Es scheint aus der ganzen Untersuchung hervorzugehen, daß Getreide und Wurzelfrüchte die besten Ernten ergeben, wenn sie sich gleichmäßig und allmählich entwickeln können. Weder Regen noch Hitze vor der Ernte scheinen denselben nützlich zu sein.

Als weiteres Resultat kann noch angeführt werden, daß das Wetter zur Zeit der Aussaat für die Güte der Ernte nicht weniger wichtig ist, als das dann folgende Wetter. Da wieder die Qualität der Saat von dem Wetter des Jahres abhängig ist, in dem sie gewachsen ist, so ergibt sich von selbst die Beziehung der Ernte zum Wetter des vorangegangenen Jahres. Ganz allgemein kann man sagen, daß die meteorologischen Verhältnisse, die für die Güte des Samens notwendig sind, keineswegs mit jenen identisch sind, die eine reichliche Ernte hervorrufen. So wurde z. B. beim Weizen gefunden, daß eine regenlose Blütezeit und ein warmer Herbst für das Gedeihen eines guten Samens unumgänglich sind; eine reichliche Ernte tritt aber nur bei kühlerem Wetter ein. Betrachtet man die sechs „Temperatur-Koeffizienten" [2]) für die 9. bis 36. Jahreswoche, so findet man für Weizen, daß nur einer von den sechs Koeffizienten dieser Periode im Erntejahr positiv ist, während das Saatjahr fünf positive Koeffizienten aufweist. Bei Hafer ist im Erntejahr kein Koeffizient positiv, im Saatjahr vier. Dieses Resultat wurde als natürliche Folge der Beobachtungstatsache gegeben, daß bei Getreide gewöhnlich ein gutes Jahr mit einem schlechten alterniert.

Wenn auch nicht alle Resultate infolge der ungenügenden Zahl von verwendbaren Jahren — einundzwanzig — vollständig sichergestellt sind, so scheint die große aufgewendete Mühe der erwähnten sicheren Schlüsse wert zu sein. Etwa 700 „Koeffizienten" sind in Tabellenform dem Werke beigegeben.

Die Zunahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe am Pic du Midi. In der Zeitschrift der französischen Geographischen Gesellschaft La Géographie 1907 (XVI. Bd., Nr. 1) findet sich eine Abhandlung von D. Eydoux und L'Maury: Les glaciers orienteaux de Pic Long. Es werden darin auch die Abflußverhältnisse erörtert und dazu die Ergeb-

[1]) Siehe die folgende Anmerkung.

[2]) Es sind hier die sechs Koeffizienten für die Perioden 9. bis 16., 13. bis 20., 17. bis 24., 21. bis 28., 25. bis 32., 29. bis 36. Jahreswoche gemeint.

Digitized by Google

nisse korrespondierender Regenmessungen an zwei Stationen am Fuße des Pic du Midi und auf dessen Gipfel (Observatorium), Monatssummen von 5 Jahrgängen benutzt sowie Jahressummen von 15 Jahrgängen der letzten Periode.

Wir haben Mittelwerte gerechnet und lassen dieselben hier folgen. Arréau liegt auf der Ostseite des Pic im Tale der Neste in 700 m, Bagnères de Bigorre auf der Nordseite in 560 m Seehöhe. Die letztere Station liegt demnach mehr auf der Luvseite der vorherrschenden Regenwinde, Arréau dagegen in Lee derselben. Der Pic liegt im Westen vor.

Mittlere Regenmengen 1901—1906.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Arréau (700 m) . . .	102	80	53	113	85	81	144	70	77	82	92	59	1038
Bagnère (560 m) . .	138	120	94	147	125	87	87	56	105	97	115	89	1260
Pic du Midi (2860 m)	240	218	158	205	114	104	109	64	102	117	140	117	1688

Die daraus sich ergebenden Verhältniszahlen sind:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Pic: Arréau, Δh 2160 m (Leeseite).												
2.35	2.72	2.98	1.82	1.33	1.28	0.76*	0.91	1.32	1.43	1.52	1.98	1.63
Pic: Bagnère, Δh 2300 m (Luvseite).												
1.74	1.82	1.68	1.40	0.91	1.19	1.25	1.14	0.98*	1.21	1.22	1.31	1.34

Die 15jährigen korrigierten Jahressummen (1891—1906) sind Arréau 972 mm, Bagnère 1249 mm, Pic du Midi 1579 mm. Daraus ergeben sich die Verhältniszahlen:

Pic: Arréau . . . . . 1.62.
Pic: Bagnère . . . . . 1.26.

Die Zunahme beträgt 62 Proz, und 26 Proz. ist demnach im letzteren Falle gering.

J. Hann.

Klima von La Paz, Bolivien. Höhe 3630 m über Meeresniveau; Luftdruck, Mittel 1898 bis 1904: 498.12 mm; absolutes Minimum 488.8, Maximum 498.4.

Lufttemperatur.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
11.8	11.3	12.6	10.2	8.8	7.4	7.4	8.5	9.4	11.4	12.2	11.8	10.2

Mittlere Minima 5°, Maxima 17°, Absolute — 3 und 24°.

Die absolute und relative Feuchtigkeit haben einen parallelen Gang im Jahre, die feuchtesten Monate sind März, dann Februar, die trockensten Juni, dann Juli. Jahresmittel, absolute 3.91 mm, relative 45 8 Proz. Regenperiode Dezember bis inkl. März. Größte Jahresmenge 834 (1903), kleinste 403 mm (1901). Regentage: Jahr 126, Februar 20, Juni 1.

Die Änderungen der Temperatur und Feuchtigkeit sind sehr rasch. Die trockene Jahreszeit ist der Entwickelung der Pneumonie und Bronchitis günstig, während der Typhus in der Regenzeit vorwaltet.

Diese wenigen Notizen sind einem Aufsatze von L. Rudaux der La Geographie, 15. Februar 1907, entnommen. Auf das Meeresniveau reduziert mit der Annahme einer Variation von 0.5 pro 100 m, würde La Paz auf der Jahresisotherme 28.2 liegen [1]).

A. Woeikow.

Literaturbericht.

The Ziegler Polar Expedition 1903/05. Anthony Fiala, Commander. Scientific results obtained under the direction of William J. Peters, representative of the National Geographic Society. Edited by John A. Fleming. Washington D. C. 1907. Royal 4°, VII, 630 S., 25 Tafeln, 3 Karten, 16 Blätter mit Kurven.

Die vorliegende Veröffentlichung teilt die wissenschaftlichen Ergebnisse einer Expedition mit, die ihren Namen nach einem New Yorker Bürger, W. Ziegler, führt, der große Summen

[1]) S. a. meine Artikel in Met. Zeitschr. 1907, S. 275 und 1902, S. 123 und Peterm. Geogr. Mitteil. 1903, Heft XII. Die obige Temperatur von La Paz (Max. + Min.): 2 ist noch unkorrigiert und deshalb zu hoch. J. Hann.

Digitized by Google

dem Wunsche opferte, seine Nation als Entdecker des Nordpols der Erde zu sehen. Er hat nicht nur die Ausrüstung dieser, sondern auch mehrerer Hilfsexpeditionen ermöglicht.

Die Hauptexpedition trat ihre Ausreise 1903 von Vardö aus an, wollte auf dem Franz Josephsarchipel Winterquartiere beziehen und dann nächstes Jahr nach Norden vorstoßen. Der besonders ungünstigen Eisverhältnisse wegen gelangte sie jedoch aus dieser Inselgruppe nicht heraus. Mit der Auswahl des Leiters und der wissenschaftlichen Mitglieder betraute der Stifter die National Geographic Society zu Washington. Diese übernahm auch im Verein mit der Coast and Geodetic Survey, dem Weather Bureau und der erdmagnetischen Abteilung der Carnegie-Institution die Ausbildung der Beobachter, die Ausrüstung mit Instrumenten, die Ausarbeitung des Beobachtungsplanes und die Leitung der Verarbeitung. Da der wissenschaftliche Führer der Expedition, W. J. Peters, bald nach seiner Rückkunft neue Aufgaben übernehmen mußte, fällt der Hauptteil der Verarbeitung auf das Mitglied J. A. Fleming der Carnegie-Institution.

Die Tätigkeit der Expedition erstreckte sich auf folgende Wissensgebiete: Erdmagnetismus, Polarlichter, Meteorologie, Gezeiten, astronomische Ortsbestimmungen und Küstenaufnahmen.

Mehr als die Hälfte des Bandes ist dem Erdmagnetismus gewidmet (359 S.). Die hierher gehörigen Beobachtungen bestehen aus absoluten und aus Variationsmessungen. Sie zerfallen in Dauerbeobachtungen in der Teplitzbay (von 1903 September 28 bis 04 Juli 1) und auf der Algerinsel (von 05 Juni 26 bis Juli 30) und in gelegentliche Messungen an anderen Orten, worunter die wichtigsten jene sind, die auf dem Stationsort der Expedition des Herzogs der Abruzzen angestellt worden sind. Zur Bestimmung der Horizontalintensität und Deklination diente derselbe magnetische Theodolit, der auch auf der Baldwin-Expedition 1901/02 zur Verwendung kam. Die Inklination wurde mit einem Nadelinklinatorium von Casella gemessen. Vor und nach der Reise wurden in Washington bzw. Cheltenham Konstantenbestimmungen vorgenommen, und zwar wurde nicht nur eine relative Konstante ermittelt, sondern es wurden direkt Trägheitsmoment, Induktionskoeffizient, Temperaturkoeffizient und Ablenkungsfunktion gemessen, so daß nachher im Felde absolute Beobachtungen ausgeführt werden konnten. Während das horizontale, erdmagnetische Feld in Washington 0 20 Γ beträgt, erreichte es im Vermessungsgebiet nur den Wert 0.07 Γ. Theodolite, die für mittlere Breiten gebaut sind, passen sich einer so starken Feldänderung schlecht an, doch findet sich nirgends eine Bemerkung darüber, daß besondere Schwierigkeiten aufgetreten seien. — Die beiden Nadeln des Inklinatoriums zeigen untereinander und gegenüber den Instrumenten von Cheltenham erhebliche Abweichungen, doch war eine brauchbare Korrektion weder dem Sinne noch der Größe nach festzustellen. — Die Deklination erforderte, wie meist, keine Verbesserung.

Variationsbeobachtungen wurden nur in bezug auf die Deklination durchgeführt und zwar mit Hilfe des magnetischen Theodoliten selbst. In jeder Woche wurde an einem Tage jede zweite Minute die Deklination bestimmt; an den übrigen Tagen wurde nur je vier Stunden in dieser Art abgelesen. Doch waren diese so angeordnet, daß sie einmal alle 24 Stunden durchliefen. Hierauf ist die eigenartige Zusammenfassung in Gruppen von je vier Wochen zurückzuführen. Anfänglich decken sich diese Serienmittel ungefähr mit vollen Monaten, später weichen sie beträchtlich davon ab (erste Serie Oktober 4 bis 30, letzte Mai 15 bis Juni 11), so daß Vergleiche mit fremden Beobachtungsreihen recht erschwert sind.

Die 2-minutlichen Deklinationsbeobachtungen werden in extenso mitgeteilt. Sie erstrecken sich in Teplitzbay von 1903 September 28 bis 04 Juli 1 und gelten für $\varphi = 81^\circ 47.4'$ und $\lambda = 3^h 52^m$ E v. Gr., auf Algerinsel von 05 Juni 26 bis Juli 30, wobei $\varphi = 81^\circ 21.5'$, $\lambda = 3^h 44^m$ E v. Gr. In dieser Form ist das Material ein wohl recht brauchbares, namentlich für Untersuchung einzelner Tage. Leider fehlt der interessanteste Teil der großen Störung von 03 Oktober 31 auf November 1, indem nur der letzte Tag und zwar von 0 bis 8^h a. m. vertreten ist. Die Zusammenfassung in Serien von vier Wochen geschieht unter Benutzung aller Werte. Die so erhaltenen täglichen Verläufe werden in großem Maßstabe graphisch dargestellt und außerdem der harmonischen Analyse unterworfen. Der Vergleich der Phasenwinkel zeigt, daß nur bei dem ersten und zweiten Gliede das Bestreben nach einer gewissen Konstanz im Jahre vorhanden ist, bei den übrigen Wellen ist keine

Digitized by Google

Gesetzmäßigkeit angedeutet, doch mag eine intensivere Durcharbeitung der Zahlwerte, als sie dem Referenten möglich war, noch manches Ergebnis liefern. Der hohen Breitenlage und der damit verbundenen geringen horizontalen Richtkraft entsprechend, sind die Variationen der Deklination große, am kleinsten mit 26′ vom Februar 21 bis März 19, und am größten mit 107′ von Juni 12 bis Juli 1.

Dadurch, daß die Zieglersche Expedition auch an der Stelle beobachtete, auf der seinerzeit der Herzog der Abruzzen sein Observatorium errichtet hatte, war es ihr möglich, Werte für die Säkularvariation der magnetischen Elemente abzuleiten. Danach verändert sich die östliche Deklination um + 7.5′, die Inklination um — 2′ und die Horizontalintensität um + 6 γ im Jahr.

Polarlichtbeobachtungen wurden überall da angestellt, wo sich gerade Mitglieder der Expedition befanden, also auch auf Schlittenreisen. Die Ergebnisse sind durch eine Art Ziffernsprache auf engem Raum zusammengefaßt. Dafür ist um so mehr Raum der zeichnerischen farbigen Wiedergabe einzelner besonders hervorzuhebender Nordlichter gewidmet. Es liegen nicht weniger als 19 farbige Tafeln vor. 6 betreffen das Nordlicht vom 23. Dez. 03, 3 jenes vom 2. Januar 04 und 10 jenes vom 23. Januar 04. Besonders das letzte mit seiner entstehenden und wieder verschwindenden Korona ist sehr bemerkenswert.

Bis hierher bedient sich das Werk erfreulicherweise des metrischen Maßsystems und des hundertteiligen Thermometers. Auf dem Gebiete der Meteorologie ist es damit zu Ende. Die Resultate verlieren dadurch leider an Verständlichkeit. Sie erstrecken sich auf Ablesungen des Luftdrucks, der Lufttemperatur, der Windgeschwindigkeit und -richtung, der Menge des Niederschlages und der Wolkenform und -Zugrichtung. Die Feuchtigkeit konnte mangels für polare Verhältnisse geeigneter Instrumente nicht beobachtet werden. Die Beobachtungsreihe auf Teplitzbay reichte vom 1. September 03 bis 30. April 04, jene auf Kap Flora vom 21. Mai 04 bis 30. Juli 05. Ausführlicher ist die tägliche Schwankung der Windgeschwindigkeit behandelt, da für sie Registrierungen vorlagen.

Die tägliche Variation der Lufttemperatur zeigt zwischen den einzelnen Monaten große Verschiedenheiten der Gestalt des Ganges, was daher rührt, daß die Zuführung anders temperierter Luft mehr an der Herstellung des täglichen Ganges beteiligt ist als die Insolation. Auch der Luftdruck zeigt solche Verschiedenheiten; so ist der Verlauf im Februar gerade umgekehrt, wie der im März. Diesem Bilde entsprechen die Konstanten der Besselschen Formel.

Auch die Gezeitenbeobachtungen wurden an zwei Stationen vorgenommen, in Kap Flora von 04 Mai 21 bis August 31 und in Teplitzbay von 04 April 1 bis Juni 3. Sie wurden im wesentlichen von L. P. Shidy bearbeitet. Außer dem Pegelstand wurden stets Windrichtung und -stärke notiert. Die Reduktion geschah nach G. H. Darwins Methode. Die Gezeiten verlaufen an beiden Stationen ganz verschieden, offenbar da die Gezeitenwelle Teplitzbay durch den tieferen Kanal zwischen Grönland und Spitzbergen vier Stunden früher erreicht als sie Kap Flora trifft, zu dem sie durch den flacheren Kanal zwischen Spitzbergen und Norwegen hingelangt.

Die astronomischen Beobachtungen dienen natürlich nur als Mittel für die Zwecke der anderen Aufgaben, also vornehmlich der Orts- und Zeitbestimmung, der Ermittelung der Azimute der Miren und einer Basisbestimmung für Zwecke geographischer Aufnahmen. Was diese anbetrifft, so hat die Expedition für die genauere Erforschung der Küstengestaltung recht viel getan. Ihre Ergebnisse sind in zwei Karten niedergelegt, wobei die älteren Daten früherer Expeditionen kritisch verwertet wurden.

A. Nippoldt.

Vanderlinden, E.: La foudre et les arbres. Étude sur les foudroiements d'arbres constatés en Belgique pendant les années 1884—1906. Bruxelles 1907. 4°. 79 S. S.-A. Annales météorologiques de l'Observatoire de Belgique, année 1907.

In einer umfangreichen Einleitung gibt der Verfasser einen mit zahlreichen Literaturhinweisen versehenen Überblick über die vielen, mehr oder weniger der Unterlage entbehrenden Ansichten, die über den vermeintlichen Schutz gewisser Baumarten gegen die Blitzgefahr bestehen. Des weiteren geht er auf die vielen Theorien ein, denen zufolge bald der anatomische Bau der Baumart, bald die chemische Zusammensetzung des Holzes oder seine elektrische Leitfähigkeit, bald aber die physikalische und chemische Beschaffenheit des Erd-

Digitized by Google

bodens oder die Nähe eines Gewässers für die Blitzleitung bzw. für die Blitzgefahr maßgebend sein soll. Alle diese Theorien sieht der Verfasser als wenig bewiesen an; denn die Erhöhung der Blitzgefahr für gewisse Baumarten kann sowohl in gewissen ihnen anhaftenden Eigentümlichkeiten begründet liegen, wie auch in Umständen, die von ihnen ganz unabhängig sind.

Als Material lag der Arbeit zugrunde die in den Jahren 1884 bis 1906 im Observatorium eingegangenen Meldungen über Blitzschläge, deren Gesamtzahl sich für die 23 Jahre auf 1351 beläuft; diese Beobachtungen sind nach verschiedenen Gesichtspunkten geordnet. In einer Tabelle A, die eine Zusammenstellung nach einzelnen Baumarten enthält, tritt deutlich zutage, daß — wie auch schon frühere Statistiken bewiesen haben — die Pappel und die Eiche (mit 55.6 Proz. und 13.9 Proz. aller Fälle) am meisten der Blitzgefahr ausgesetzt sind; es folgen dann die Ulmen mit 7.0 Proz., die Nadelhölzer mit 6.8 Proz., die Buchen mit 3.8 Proz. und die Birnbäume mit 2.7 Proz.

In einer zweiten Tabelle B sind die Zahlen der Blitzbeschädigungen nach Monaten zusammengefaßt; sie nehmen von April bis Juni stark zu, um dann nach dem Herbst hin wieder stark zu fallen. Andererseits ergeben sich von Jahr zu Jahr Schwankungen, die anscheinend mit denen der Gewitterhäufigkeit zusammenfallen.

Die Tabelle C gibt die Blitzschläge geordnet sowohl nach der Baumart, wie nach den geologischen und physikalischen Verhältnissen des Erdbodens, wobei die Einteilung des Beobachtungsgebietes in fünf Hauptzonen erfolgt ist nach den Angaben, die E. de Laveleye und Malaise in dem ersten Bande des Werkes: Patria Belgica gemacht haben. In diesen Zusammenstellungen nach fünf verschiedenen geologischen Distrikten sind es wiederum die Pappel, die Eiche und die Nadelhölzer, die eine besonders große Zahl der Blitzopfer stellen. Abgesehen von der schieferhaltigen Zone nimmt die Pappel überall die erste Stelle ein, obgleich sie nach einer belgischen Statistik über Anpflanzungen der Chausseebäume garnicht einmal so häufig vertreten ist. Für je 10000 ha jeder Zone ergibt sich für die 23 Jahre folgende durchschnittliche Häufigkeit der Blitzschläge:

Boden vorwiegend:	Sandig	Lehmig	Kalkhaltig	Schieferhaltig	Mergelig oder jurakalkhaltig
	3.9	5.0	6.1	3.6	3.0

Im Verhältnis zur Oberfläche sind die Blitzschläge über der kalkhaltigen und demnächst über der lehmhaltigen Zone am häufigsten. Die über den Einfluß der Bodenart durchgeführte Untersuchung von Feye: Blitzschläge in dem Waldbezirk von Lippe-Detmold hatte ergeben, daß die Schäden am häufigsten über lehmhaltigem Boden auftreten, dagegen am seltensten über kalkhaltigem. Diese zum Teil sich widersprechenden Resultate lassen also einen Zusammenhang zwischen Bodenbeschaffenheit und Zahl der Blitzfälle noch nicht klar erkennen.

Unter weiteren sich daran anschließenden Bemerkungen lehnt der Verfasser einen Einfluß der Bodenerhebung (bei größeren Gebieten) auf die Erhöhung der Blitzgefahr ab; auch die Auffassung, daß in einem Bezirk die Zahl der Blitzschläge proportional seinem Baumbestand sei, ist nach dem vorliegenden Material nicht haltbar. Im Gegenteil muß man annehmen, daß die in freien Ebenen stehenden Bäume weit mehr der Blitzgefahr ausgesetzt sind, als die gewöhnlich in Gruppen oder zu Wäldern vereinigt stehenden. Die relative Seltenheit der Blitzschläge in Wäldern stimmt auch mit theoretischen Erläuterungen überein. Bei einer nahezu gleichförmigen Lauboberfläche eines Waldes ohne wesentliche Erhebungen einzelner Bäume verteilen sich die Entladungen über eine große, weite Fläche. Die Luft über den Baumwipfeln enthält infolge der Verdunstung aus den Blättern viel Wasserdampf und ist demgemäß weit weniger leitend. Während nach neueren Untersuchungen von K. Bergwitz[1]) im Innern eines Nadelwaldes die Luft elektrisch neutral ist, besitzt sie an der Grenze des Waldes eine positive Ladung. Da die Gewitterwolken im allgemeinen positiv geladen sind, so läßt sich daraus nach Ansicht des Verfassers von vornherein eine weit geringere Blitzgefährdung für die Waldbäume herleiten.

Die Blitzbeschädigungen sind nun auch, soweit diesbezüglich genauere Angaben vorliegen, nach der Aufstellungsart (ob in Reihen, in Gruppen, im Waldbestand usw.) geordnet und ergeben eine größere Häufigkeit bei den in Reihen geordneten Bäumen.

[1]) Physik. Zeitschr. 1906, 15. Oktober.

Digitized by Google

Mit der Pappel, der am stärksten betroffenen Baumart, ist im allgemeinen die spezielle „Populus monilifera“ gemeint, die gemeinhin noch als Populus nigra, ontariensis, balsamea und canadensis bezeichnet wird. Das Überwiegen dieser Baumart bei den vom Blitz getroffenen ist auch für Holland statistisch nachgewiesen und auch sonst allgemeinhin bekannt. Die Erklärungsgründe für ihre größere Blitzgefahr sind zum Teil in ihrer äußeren hohen Form und ihrem schnellen Wachstum zu suchen, besonders aber darin, daß sie vereinzelt längs der Land- und Wasserstraßen stehen und auch mehr ein freies, bloßgestelltes Gelände besetzen.

In weiteren Erörterungen geht der Verfasser auf die Frage ein, welchen Weg der Blitz vornehmlich wählt, weiterhin auch auf die Frage nach den Wirkungen des Blitzes und der Art der Baumbeschädigung. Die Wirkungen eines Blitzes sind bekanntlich darin zu suchen, daß die Elektrizitätsmenge, die längs der Zweige geteilte Wege hat nehmen können, nun auf den Stamm sich vereinigt und auf ihrem weiteren Wege, den sie sehr häufig innerhalb des Stammes weiter verfolgt, die Feuchtigkeit zum Verdampfen bringt; die entstehende Dampfmenge, noch wesentlich überhitzt, verursacht dann infolge ihrer Expansionskraft die Absplitterung gewisser Teile. Auf die Frage, längs welcher Schichten der Blitzstrahl entlang fährt, antwortet der Verfasser, daß der Blitz in bestimmten Fällen nicht in der Kambiumschicht lokalisiert ist, sondern tiefer in den äußeren Teilen des Splintholzes und des Kernholzes; denn gerade diese sind von geringerer Widerstandsfähigkeit und enthalten auch genügend Säfte zur Verdampfung. Die Größe der Beschädigung wird auch wesentlich von der Härte des Holzes abhängen; bei weichen Holzarten (Pappel, Weide, Nadelhölzer) reißt der Blitz außer Partien der Rinde sehr häufig umfangreiche Äste herab. Genaue sorgfältige Angaben der Beobachter, aber auch photographische Aufnahmen solcher Beschädigungen, könnten in dieser Hinsicht recht aufklärend wirken. In bezug auf den Einfluß, den die Form der Krone und der Wuchs des Baumes auf die Blitzgefahr haben könnte, tritt der Verfasser der Ansicht Ebermayers entgegen; denn die Zahlen dieser Arbeit sprechen es gerade aus, daß nicht immer die Bäume mit spitzen Kronen am meisten gefährdet sind. Andererseits ergibt sich bezüglich der Baumhöhe, daß in Baumgruppen im allgemeinen der höchste Baum dem Blitz zum Opfer fällt. Entgegen einer weit verbreiteten Auffassung sind an der Hand der Beobachtungen die Nadelhölzer keineswegs als Schutz bietend gegen Blitzgefahr anzusehen.

Zum Schluß weist die Arbeit noch auf das eigentümliche Ergebnis hin, daß nach den statistischen Erhebungen hauptsächlich solche Baumarten vom Blitz getroffen werden, die einen dichten und tief geritzten Rindenbau zeigen, wie die Pappel, Eiche, Ulme, Koniferen usw., dagegen die Bäume mit glattem Stamm weniger Opfer liefern. Da nach Auffassung anderer Autoren sehr gut Bäume vom Blitz getroffen werden können, ohne äußere Beschädigungen zu erleiden, so kommt der Verfasser zu dem Resultat, daß die Pappel, Eiche, Ulme und gewisse Koniferenarten nicht deswegen in der Statistik so stark hervortreten, weil sie vom Blitz am meisten getroffen werden, sondern weil der Blitzstrahl bei einer tiefgeritzten, ausgetrockneten und daher schlecht leitenden Rinde sich auf den Stamm konzentrieren muß und deswegen die stark zerstörenden Wirkungen hervorbringt. Der Verfasser erwähnt hierbei auch die Möglichkeit, daß beim Passieren eines Blitzstrahles im Innern des Stammes außerhalb auf der benäßten Oberfläche durch Selbstinduktion ein sekundärer Blitz entstehen kann, und führt als Beleg einen in den Electrical Review (1906) geschilderten Fall an, bei dem mehrere unter einem Baume befindliche Personen vom Blitz getroffen wurden, während der Stamm selbst keinerlei Beschädigungen aufwies.

K. Langbeck.

Bibliographie.

Annuaire de l'Institut Météorologique de Bulgarie publié par Spas Watzof. Année 1906. Sofia 1907. 4°. 2 Bl., 127 S.

Arendt, Theodor: Untersuchung des veränderlichen Charakters der Wasserdampflinien im Sonnenspektrum mit besonderer Berücksichtigung der meteorologischen Verhältnisse der Atmosphäre. Straßburg, J. Trübner 1907. 4°. 42 S. S.-A. Beiträge z. Physik der freien Atmosphäre, Bd. II, Heft 4.

Digitized by Google

Buletinul lunar al observatunilor meteorologice din România publicat de Stefan C. Hepites. Anul XV, 1906. Bucuresti 1907. 4°. 252 S., 1 Karte.

Bulletin de la commission météorologique du département de la Haute-Garonne. Tome I. Cinquième fascicule 1905. Toulouse 1907. 66, 24 S., 1 Bl. — Enthält tägliche Wind-, Bewölkungs- und Niederschlagsbeobachtungen von 30 Stationen für 1905, Gewitterbeobachtungen aus dem Jahre 1905 mit Übersicht der räumlichen und zeitlichen Gewitterverteilung an den einzelnen Tagen, Beobachtungen in Toulouse 1904 in meist dreistündigen Intervallen.

Bulletin météorologique du département de l'Hérault publié sous les auspices du conseil général. Année 1906 (34e année). Montpellier 1907. 4°. 128 S., 12 Taf. — Enthält außer der Zusammenstellung der Beobachtungsergebnisse folgende Aufsätze: M. Chassant: Nécrologie. François Houdaille; L. Gorczinsky: Sur les sommes de la chaleur en gr. cal. pour Varsovie, Treurenberg et Montpellier; L. Gorczinsky: Quelques renseignements sur la dépression du rayonnement solaire à Varsovie, en 1903; L. Gorczinsky: Sur les variations de l'intensité du rayonnement solaire avec la hauteur du soleil; M. Sorre: Les orages dans l'Hérault en 1906; M. Sorre: Note sur la répartition des orages dans l'Hérault; E. Foex et P. Rey: Notes botaniques, agricoles et météorologiques.

XXXIVe **Bulletin** météorologique annuel du département des Pyrenées-Orientales publié sous les auspices du conseil général. Année 1905. Perpignan (1907). 4°. X, 51 S., 1 Bl.

Chun, Karl: Die Erforschung der Antarktis. Rede des antretenden Rektors. Leipzig (1907). 4°. 23 S.

Cinquième **Conférence** de la Commission internationale pour l'aérostation à Milan du 30 septembre au 7 octobre 1906. Procès-verbaux des séances et mémoires. Strasbourg, du Mont Schauberg 1907. 8°. XIV S., 1 Bl., 113 S., 1 Tafel. [R. Ufficio Centrale di Meteorologia e Geodinamica in Roma].

Defant, Albert: Über die Beziehung zwischen Druck und Temperatur bei mit der Höhe variabeln Temperaturgradienten. Wien 1907. 8°. 18 S. S.-A. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, Math.-naturw. Kl., Bd. CXVI, Abt. IIa.

Ergebnisse der Arbeiten des Königlich Preußischen Aeronautischen Observatoriums bei Lindenberg im Jahre 1906. II. Band. Herausgegeben von Dr. Richard Assmann. Braunschweig, Fr. Vieweg u. Sohn 1907. 4°. 3 Bl., XIV S., 2 Bl., 176 S., 3 Tafeln. Preis 15 ℳ. — Enthält außer den Ergebnissen der Aufstiege vier Berichte von K. Wegener: Die Drachenaufstiege auf dem Brocken im Jan. bis Febr. 1906 und die tägliche Periode der Temperatur über Wolkenoberflächen; A. Coym: Die Drachenaufstiege an Bord des schwedischen Vermessungsschiffes Skagerak vom 1. bis 15. August 1906; A. Berson und A. Coym: Bericht über die zu Mailand im Sept. bis Okt. 1906 veranstalteten Registrierballon-Aufstiege; K. Wegener: Die Versetzung der Luft in verschiedenen Höhen.

Flammarion, Camille: Annuaire astronomique et météorologique pour 1908. 44e année. Exposant l'ensemble de tous les phénomènes célestes observables pendant l'année. Avec revue astronomique et météorologique, notices scientifiques, tableaux et documents. Paris, Ernest Flammarion, o. J. 8°. 2 Bl., 287 S. Preis 1.50 fr.

Frost, J.: Agrarverfassung und Landwirtschaft in den Niederlanden. Berichte über Land- und Forstwirtschaft im Auslande. Mitgeteilt vom Auswärtigen Amt. Buchausgabe Stück 12. Berlin, Deutsche Landwirtschafts-Gesellschaft 1906. 8°. VII, 495 S., 6 Karten. — Enthält auf S. 8—20 ein Kapitel über das Klima der Niederlande, wobei neues von den Herren Dr. Wind und Dr. van Everdingen zur Verfügung gestelltes Zahlenmaterial benutzt wurde

Haines, Jennie Day: Weather Opinions. A book of quotations with interleaves on weather sujects. San Francisco and New York, Paul Elder a. Co. (1907). 4°. 4 Bl., 98, XXIV S., 2 Bl., Frontispiece.

Hamberg, Axel: Die Eigenschaften der Schneedecke in den Lappländischen Gebirgen. Stockholm, Berlin 1907. 8°. 68 S. Naturwiss. Untersuchungen des Sarekgebirges in Schwedisch-Lappland. Bd. I, Abt. III, Gletscherkunde.

Horner, D. W.: Observing and forecasting the weather: meteorology without instruments. London, Witherby a. Co. (1907). 8°. 46 S. 1 Taf. Preis 6 d.

Kassner, Carl: Das Wetter und seine Bedeutung für das praktische Leben. Leipzig, Quelle u. Meyer 1908. 8°. VI, 148 S. (Wissenschaft und Bildung. Herausg. von Paul Herre. Heft 25). Preis geb. 1.25 ℳ.

Klein, Hermann J.: Wettervorhersage für jedermann. Allgemeinverständliche Anleitung. Stuttgart, Strecker u. Schröder 1907. 8°. VI, 1 Bl., 164 S., 2 Taf. Preis geb. 2.30 ℳ.

Kohlschütter, E.: L'hypsomètre comme baromètre de voyage. Bruxelles 1907. 8°. 8 S. S.-A. Bulletin de la Société belge d'Astronomie 1907.

Leyst, Ernst: Beobachtungen, angestellt im Meteorologischen Observatorium der kaiserl. Universität Moskau im Jahre 1903. Moskau 1907. 8°. 108 S.

—: im Jahre 1904. Moskau 1907. 8°. 109 S.

Koninklijk **Nederlandsch** Meteorologisch Instituut No. 98. Jaarboek. Zeven-en-vijftigste jaargang. 1905. B. Aard-Magnetisme. Utrecht 1907. 4°. 36 S.

von Obermayer, Albert: Gewitterbeobachtungen und Gewitterhäufigkeit an einigen meteorologischen Beobachtungsstationen der Alpen, insbesondere an Gipfelstationen. Wien 1907. 8°. 36 S. S.-A. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, Math.-naturw. Kl., Bd. CXVI, Abt. IIa.

Meteorological **observations** made at the Adelaide Observatory, and other places in South Australia and the Northern Territory, during the year 1905, under the direction of Charles Todd. Adelaide 1907. Fol. XVI, 93 S., 1 Taf.

Paulus, A.: Die Reisen deutscher Segelschiffe in den Jahren 1893—1904 und ihre mittlere Dauer. Im amtlichen Auftrage nach den meteorologischen Tagebüchern bearbeitet. Hamburg 1907. 4°. 88 S. 2 Karten. (Aus dem Archiv d. Deutsch. Seewarte, XXX. Jahrg., Nr. 1).

Schneider, J.: Über den Einfluß des Mondes auf die Windkomponenten zu Hamburg. Hamburg 1907. 4°. 10 S. (Aus dem Archiv d. Deutsch. Seewarte, XXX. Jahrg., Nr. 2).

See, T. J. J.: On the temperature, secular cooling and contraction of the earth, and on the theory of earthquakes held by the ancients. (Philadelphia) 1907. 8°. 109 S. S.-A. Proceed. of the American Philos. Society, Vol. XLVI.

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Naturwissenschaften
Chemie • Physik

Verlangen Sie Prospekte über wissenschaftl. Werke dieser Gebiete sowie
Verlagskatalog kostenlos
von
Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Zuletzt erschien: **Post's chem. tech. Analyse** I. Band vollständig. Preis: geh. ℳ 23.50, geb. ℳ 25.—. Prospekt kostenlos.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Zum Abonnement empfehlen wir die im VI. Jahrgang 1908 erscheinenden

Berichte der Deutschen Physikalischen Gesellschaft,

enthaltend:

Verhandlungen der Deutschen Physikalischen Gesellschaft im Auftrage der Gesellschaft herausgegeben von **Karl Scheel**

und

Halbmonatliches Literaturverzeichnis der „Fortschritte der Physik“, dargestellt von der Deutschen Physikalischen Gesellschaft, redigiert von **Karl Scheel** *für reine Physik* und **Richard Assmann** *für kosmische Physik.*

Gr. 8. Jährlich 24 Hefte. — Preis pro Jahrgang 8 Mark.

Die Zeitschrift beschränkt sich in dem die *„Verhandlungen der Deutschen Physikalischen Gesellschaft“* umfassenden Teile nicht nur auf die Veröffentlichung der Sitzungsberichte der Gesellschaft, sondern enthält auch alle derselben außerhalb der Sitzungen zugehenden wichtigen Abhandlungen, sowie Berichte und Mitteilungen aus Naturforscherversammlungen und ähnlichen Tagungen usw. In dem damit verbundenen *„Halbmonatlichen Literaturverzeichnis der Fortschritte der Physik“* gelangt die von dem Vorstand der Deutschen Physikalischen Gesellschaft nach erfolgter Zustimmung einer größeren Zahl von Gelehrten beschlossene Neueinteilung zur Durchführung, welche dem heutigen Stande der physikalischen Wissenschaft besser angepaßt ist.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Anzeigen für das Märzheft (Nr. 3) werden bis Mitte März erbeten.

Digitized by Google

R. Fuess

vorm. J. G. Greiner jun. & Geissler.

Steglitz.

Digitized by Google

1908 Heft 3 März

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. R. SÜRING
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXV, zugleich Bd. XLIII der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit acht Textfiguren.

INHALT.

Seite
A. Nippoldt: Bemerkungen zu neuen Karten des Feldes der täglichen Variation des Erdmagnetismus. Mit 2 Textfig. 97
W. Trabert: Die Luftdruckverhältnisse in der Niederung und ihr Zusammenhang mit der Verteilung der Temperatur 103
Dr. D. van Gulik: Zur Statistik der Gewitter und der Blitzschäden in den Niederlanden. Mit 4 Textfiguren . 108
Albert v. Obermayer: Die Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen auf dem Pic du Midi de Bigorre, 2859 m, und an der Fußstation Bagnère de Bigorre, 547 m, von 1894 bis 1903 116

Kleinere Mitteilungen:

Seite
† Albert Lancaster 125
F. M. Exner: Über die Intensität der Sonnenstrahlung in Wien . 125
Felix M. Exner: Über Keile hohen Druckes an der Alpenkette 126
J. Schubert: Landsee und Wald als klimatische Faktoren . . . 128
Arvid Arndt: Über den räumlichen Gradienten. Mit 1 Textfigur 129
V. Conrad: Luftelektrische Zerstreuung und Radioaktivität in der Höhle Bin-Basch-Choba in der Krim. Von Prof. Dr. Ernst Leyst 131
J. Hann: Die Temperaturabnahme mit der Höhe in der Serra da Estrella 132
A. Schuster über die tägliche Variation des Erdmagnetismus . . 134
A. Schuster über die elektrischen Phänomene der Atmosphäre . 135
A. Woeikow: Temperatur des Dnjepr und der Luft in Ekaterinoslaw. Stündliche Registrierungen der Temperatur des Tambukansees (nördl. Kaukasus) 136
Meteorologische Beobachtungen zu Catania 1892 bis 1905 137
A. Schück: Eigenartiges Elmsfeuer. Mit 1 Textfigur 138
Die Regenfälle im Stromgebiete des Nils und die Nilflut i. J. 1906 139
Meteorologische Beobachtungen in Matto Grosso 140
Temperaturen in großen Höhen des Himalaja 140

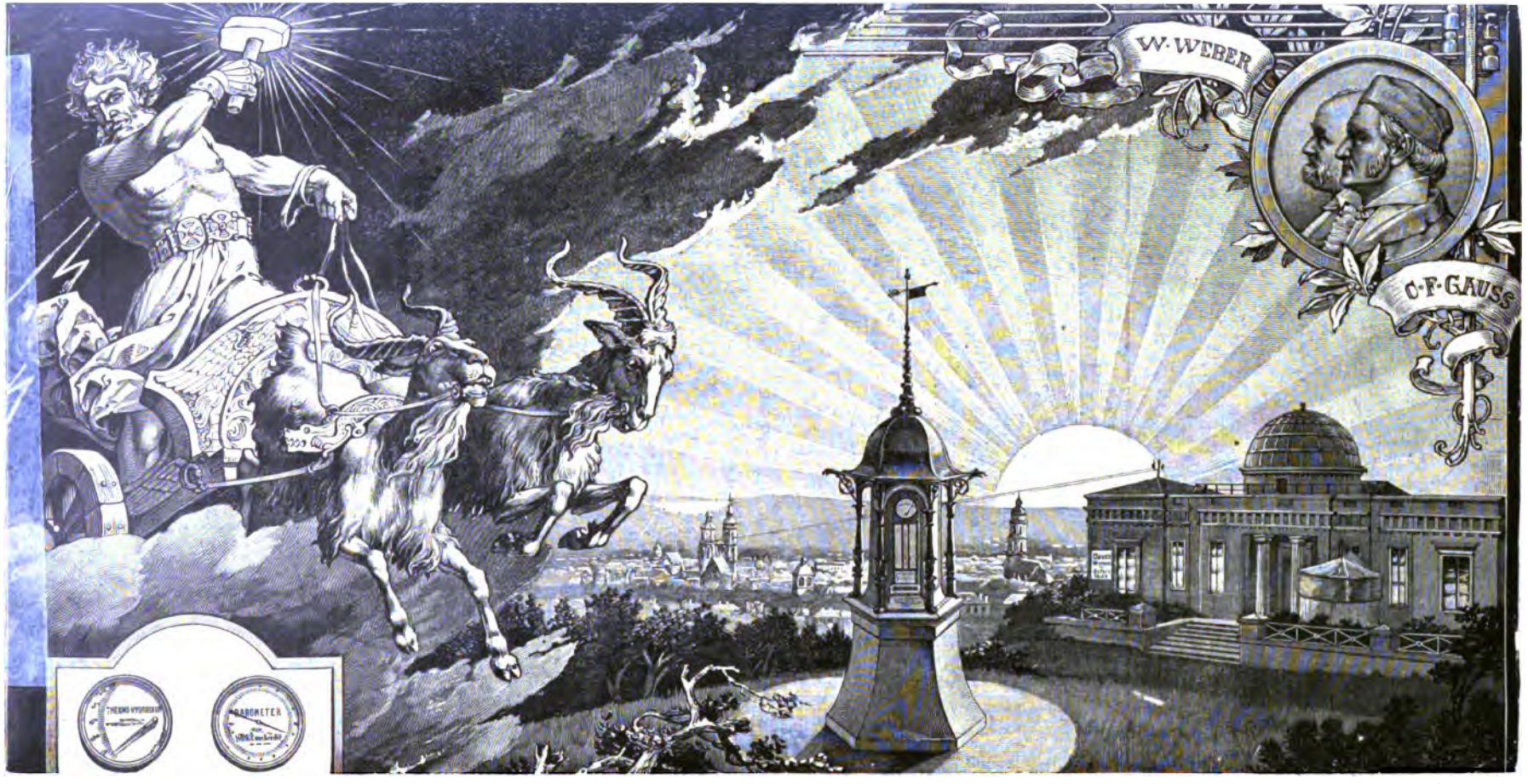
Literaturbericht:

H. Henze: Voss, Ernst Ludwig, Die Niederschlagsverhältnisse von Südamerika 141
R. Süring: Bulletin of the Mount Weather Observatory 142
R. Süring: Kassner, Carl, Das Wetter und seine Bedeutung für das praktische Leben 143
Bibliographie 143

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis ℳ 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1908

Digitized by Google



Gegründet 1859. **WILH. LAMBRECHT,** **Fabrik für meteorol. Instrumente u. solcher für Hygiene u. Technik.** **GÖTTINGEN** (Georgia Augusta).

Inhaber des Ordens für Kunst und Wissenschaft, der großen goldenen und verschiedener anderer Staatsmedaillen.
Ehrendiplom, Goldene Fortschritts-Medaille Wien 1906.

Einzigartige Spezialität: Instrumente zur Wettervoraussage auf streng wissenschaftlicher Basis, dem Laien verständlich.
Man verlange Gratis-Drucksache Nr. 277.

Vertreter an allen gröss. Plätzen des In- u. Auslandes. Generalvertrieb für die Schweiz, Italien und die österr. Alpenländer durch: C. A. Ulbrich & Co., Zürich.

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 25 * 1908 * Heft 3.

Bemerkungen zu neuen Karten des Feldes der täglichen Variation des Erdmagnetismus.

Von A. NIPPOLDT, Potsdam.

Mit zwei Figuren.

Im letzten der 41 Artikel seiner „Allgemeinen Theorie des Erdmagnetismus" weist Gauss darauf hin, daß das Feld der täglichen Variation an Hand der Beobachtungen ganz ebenso theoretisch dargestellt werden kann, wie er das für den sogenannten beharrlichen Magnetismus der Erde durchgeführt hatte. Diese Berechnung ist erst lange Zeit nach Erscheinen der Gaussschen Theorie und zwar von A. Schuster[1]) in Angriff genommen worden. Diesem Forscher kam es dabei der Hauptsache nach auf Gewinnung einer physikalischen Vorstellung vom Zustandekommen der täglichen Variation der erdmagnetischen Elemente an, während er weder eine quantitative Darstellung erstrebte, noch auch etwa eine Weiterführung der Gaussschen Theorie beabsichtigte. Dementsprechend konnte er unter gewissen vereinfachenden Annahmen an die Aufgabe herantreten: er stützte sich auf die Beobachtungen an nur vier Observatorien und stellte als Ausgangshypothese die auf, daß das Feld der täglichen Variationen ein Potential besitze.

Als Herr v. Bezold[2]) im Rahmen seiner Studien zur Theorie des Erdmagnetismus das Problem wieder aufgriff, war sein Ziel in erster Linie die Fortführung der Gaussschen Theorie. Im besonderen kam es ihm darauf an, ein Kriterium zu schaffen, nach dem sich ermitteln ließe, ob das Feld der täglichen Variation einem Potential unterworfen ist oder nicht. Im weiteren Verlauf seiner Arbeit nahm v. Bezold die Hypothese von der Existenz eines solchen Potentials an, zunächst, um für diesen Fall die Theorie zu erweitern, dann aber auch, um den Vorgang der täglichen Variation qualitativ von einem Gesichtspunkte aus zu betrachten, der gestattet, die Erde als Ganzes zu übersehen.

Dies geschieht einerseits mittels astronomisch orientierter Vektordiagramme, andererseits an Hand einer kartographischen Darstellung der Gleichgewichtslinien des täglichen Feldes in Merkatorprojektion.

Die Karte stützt sich auf die Werte von A. Schuster, d. h. auf Beobachtungen aus einem Jahre (1870), ferner auf nur vier Stationen (Lissabon, Petersburg, Greenwich und Bombay), auf die Annahme, der Verlauf auf beiden Hemisphären sei ein zum Äquator symmetrischer (d. h. im südlichen Sommer auf der Südhalbkugel, wie im nördlichen auf der Nordhalbkugel) und schließlich auf die obengenannte Hypothese eines Potentials.

[1]) A. Schuster, Diurnal Variation of Terrestrial Magnetism. Phil. Trans. Roy. Soc. 130, 467—518 (1889).

[2]) W. v. Bezold, Zur Theorie des Erdmagnetismus. Berl. Sitzungsber., phys.-math. Kl. 18, 425—449 (1897).

Digitized by Google

Inzwischen ist nun von H. Fritsche[1]) eine neue Berechnung des täglichen Feldes erschienen, die sich auf die Beobachtungen an 27 Orten erstreckt, also in dieser Hinsicht vollständiger erscheint.

Dieser Umstand bewog den Verfasser vorliegender Arbeit, die von Fritsche berechneten Werte auf dieselbe Weise kartographisch darzustellen, wie dies v. Bezold mit den Schusterschen Zahlen tat. Die eine Karte gilt, wie jene von Herrn v. Bezold, für den Sommer (April bis September) der Nordhalbkugel, die andere für jenen der Südhalbkugel. Die erstere ist schon, wenn auch mit größerem Wertintervall zwischen den Potentiallinien, im Jahre 1903 gelegentlich einer kleinen Zusammenstellung über Erdmagnetismus veröffentlicht worden[2]).

Ehe in die Besprechung der Karten eingegangen werde, seien zunächst die rechnerischen Grundlagen erwähnt. Fritsche geht von vornherein von der Hypothese eines Potentials aus, da er innere und äußere Kräfte getrennt berechnen will[3]). Das Schuster-Bezoldsche Feld stellt dagegen das Gesamtfeld dar, so daß zunächst die Verteilung des Potentials der äußeren und inneren Kräfte gemeinsam zu berechnen war. Die 27 Orte liegen sehr ungleich über die Erde zerstreut und sind zur Berechnung von Fritsche in sechs Gruppen zusammengefaßt worden, für die je ein Mittel berechnet ward. Einige Beobachtungsreihen entstammen aus dem internationalen Polarjahr 1882 bis 1883, doch sind auch mehrjährige und Reihen aus anderen Zeitabschnitten benutzt worden, wie folgende Übersicht dartut. Die Stationen sind nach Gruppen und wachsender Distanz vom Nordpol geordnet; die Zahlen in Klammern geben die Beobachtungsjahre an.

1. Gruppe: Polhem (15. Oktober 1872 bis Juni 1873), Kap Thordsen (1882 bis 1883), Ssagastyr (1883), Klein-Karmakul (Oktober 1882 bis August 1883), Point Barrow (1882 bis 1883).

2. Gruppe: Jan Mayen (1882 bis 1883), Bossekop (1882 bis 1883), Kinguafjord (1882 bis 1883), Fort Rae (1882 bis 1883), Pawlowsk (1873 bis 1885), Katharinenburg (1892 bis 1894).

3. Gruppe: Wilhelmshaven (1882 bis 1883), Potsdam (1890, 1891, 1896), Irkutsk (1892 bis 1894), Wien (1883 bis 1885).

4. Gruppe: Tiflis (1880 bis 1883), Peking (1890 bis 1892), Washington (1890 bis 1891), Zi-ka-wei (1877 bis 1880).

5. Gruppe: Bombay (1850 bis 1857), Manila (1890 bis 1892), Singapore (1841 bis 1845), Batavia (1846 und 1885), St. Helena (1845).

6. Gruppe: Melbourne (1860), Südgeorgien (1882 bis 1883), Kap Horn (1882 bis 1883).

Die große Ungleichmäßigkeit in der geographischen Verteilung der Stationen ist natürlich für die Berechnung der Elemente des täglichen Feldes nicht günstig, allein eben nicht zu umgehen. Dagegen ist das Zusammenlegen von Beobachtungsreihen, die so verschiedenen Zeitspannen angehören, doch recht bedenklich, und nur von dem Standpunkte aus zulässig, daß die so durchgeführte Berechnung als eine orientierende Vorstudie für künftige aufzufassen ist. In diesem Sinne seien ihre Ergebnisse in folgendem benutzt.

Die Karte für den nördlichen Sommer beruht auf Werten, die aus den Tafeln 24 und 25 entnommen wurden, jene für den südlichen Sommer auf den Tafeln 26 und 27 der Fritscheschen Arbeit.

---

[1]) H. Fritsche, Die tägliche Periode der erdmagnetischen Elemente. St. Petersburg (1902).
[2]) Sammlung Göschen, Nr. 175, S. 64.
[3]) Gauss, Theorie des Erdmagnetismus, Artikel 40.

Digitized by Google

Fig. 1. Nördlicher Sommer.

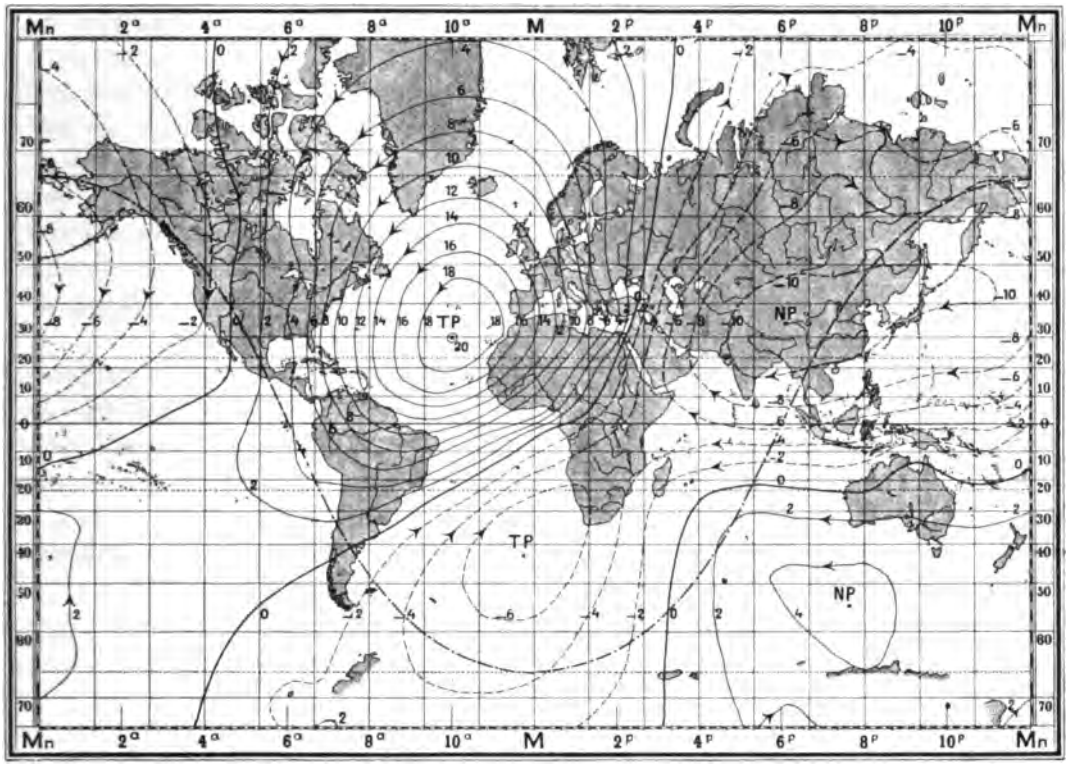
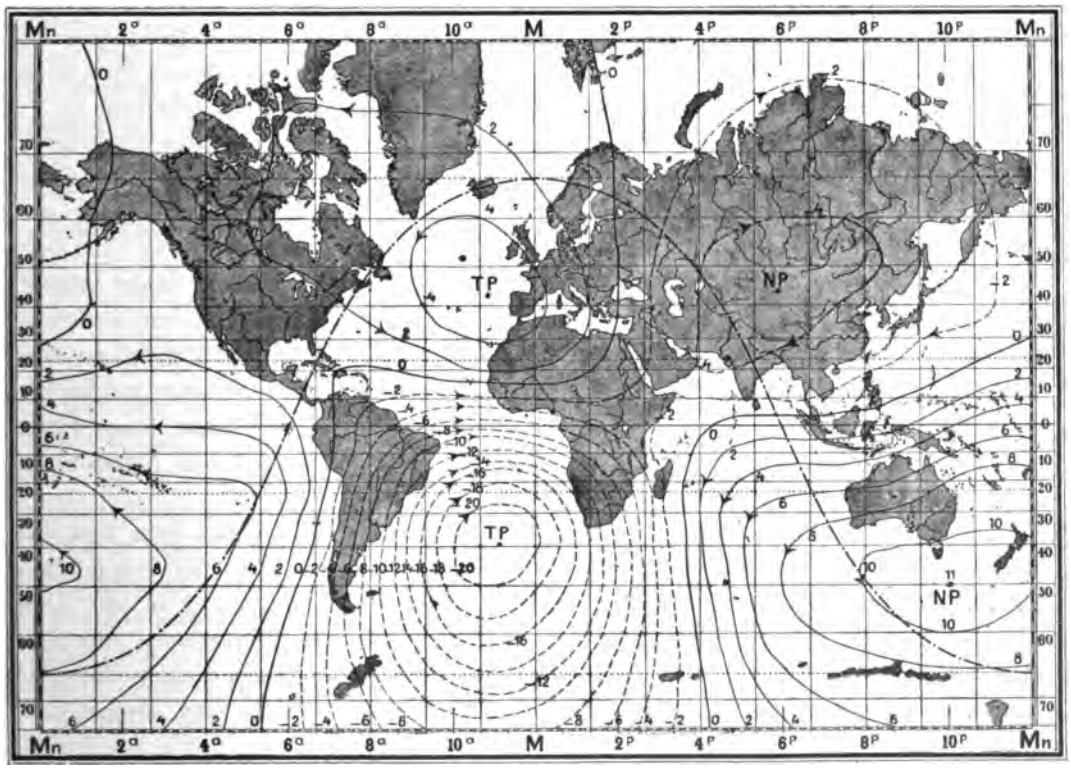


Fig. 2. Südlicher Sommer.



Linien gleichen Potentials der täglichen Variation des Erdmagnetismus.

Digitized by Google

Die Kurven für den nördlichen Sommer entsprechen den von Herrn v. Bezold veröffentlichten; es sei daher zunächst für diese beiden Karten ein Vergleich vorgenommen[1]).

Hierbei ist zunächst zu berücksichtigen, daß die neuen Karten von zwei zu zwei Einheiten der fünften Dezimale des CGS-Systems fortschreiten, während die alte von fünf zu fünf Einheiten ansteigt, was natürlich die Anzahl der Linien vermehrt. Dies berücksichtigt, lehrt die bloße Betrachtung, daß Herr v. Bezold das Ergebnis richtig voraussagte, wenn er bemerkte[2]): „Es wird jedoch diese Verschiedenheit sich nicht sowohl auf den Gesamtcharakter des Bildes beziehen, als vielmehr auf die Zahl der darin auftretenden Gleichgewichtslinien oder, nach meteorologischem Sprachgebrauch, weniger auf die Richtung, als auf die Größe des Gradienten."

Und in der Tat ist der hervorstechendste Unterschied nur durch geringere Intensitäten der vier Pole bei der neuen Karte des täglichen Feldes gegeben. Es ist aber zu erwarten, daß gerade jene Intensitäten im Laufe der elfjährigen Periode das am ehesten Variable sein werden. Wichtiger ist daher, zu untersuchen, ob das allgemeine Kurvenbild nicht doch wesentliche Verschiedenheiten aufweist.

Was zunächst die Pollage anbetrifft, so gilt für das Bezoldsche Feld folgende Übersicht:

Nordhemisphäre:	Tagpol	in	38°	NBr.	und	1h 40	vor	der	Kulmination	der Sonne
	Nachtpol	„	40°	„	„	7h 20	nach	„	„	„ „
Südhemisphäre:	Tagpol	„	40°	„	„	0h 40	vor	„	„	„ „
	Nachtpol	„	48°	„	„	7h 20	nach	„	„	„ „

Bei der neuen Karte ergibt sich:

Nordhemisphäre:	Tagpol	in	30°	NBr.	und	2h 0	vor	der	Kulmination	der Sonne
	Nachtpol	„	35°	„	„	6h 10	nach	„	„	„ „
Südhemisphäre:	Tagpol	„	43°	„	„	0h 15	vor	„	„	„ „
	Nachtpol	„	56°	„	„	7h 40	nach	„	„	„ „

Das ganze System ist also etwas südlicher gerückt und die Tagpole wie die Nachtpole sind auch in Länge ein wenig zueinander verschoben worden. Man wird jedoch mit Recht auch diese Verschiedenheiten nicht für wesentlich erklären.

Auch daß die neuen Kurvenzüge an manchen Stellen ausgebuchtet erscheinen, beeinträchtigt den Gesamtcharakter nicht in erheblichem Maße, sondern ist einfach der größeren Zahl von Stationen zuzuschreiben, die Fritsche seinen Rechnungen zugrunde legte.

In dieser Beziehung liefert das Studium der neuen Karten daher nichts wesentlich Neues; dagegen ergeben sich recht interessante Ausblicke, wenn man die beiden neuen Karten unter sich einer Vergleichung unterzieht, d. h. zwischen den Potentiallinien für den nördlichen und denen für den südlichen Sommer vergleicht.

Auf den ersten Anblick hin will es scheinen, als sei der nördliche Sommer ein einfaches Spiegelbild des südlichen Sommers und umgekehrt, mit dem Äquator als Symmetrieachse.

Wir wenden uns vorest dem nördlichen Sommer zu. Denkt man sich die nördlichsten Punkte der Potentiallinien des Tageswirbels durch eine Kurve verbunden, so verläuft diese auf der Nordhalbkugel fast genau südnördlich, d. h. die Verschiebung gegen die Kulmination der Sonne ist durch alle Breitenlagen nördlich von 30° dieselbe. Der Tagesanteil der Variation ist also in diesem Gebiete für alle Orte vom selben Charakter und nur in Amplitude verschieden, also geometrisch

[1]) Die Karte v. Bezold kam auch in dieser Zeitschr. 15 13 (1898) zur Reproduktion.
[2]) v. Bezold, a. a. O. S. 444.

Digitized by Google

ähnlich. Dies ist auf der Südhalbkugel nicht der Fall, hier wird mit wachsender südlicher Breite von 43° an das Maximum des Potentials immer früher vor der Kulmination der Sonne erreicht. Die Nachtwirbel sind mit ihrer Längsachse westöstlich erstreckt. Auf der Nordhalbkugel zeigen die einzelnen Potentiallinien mehrere Wellen, allein diese sind untereinander recht ähnlich, während auf der Südhemisphäre allerlei Unregelmäßigkeiten auftreten. Da außerdem Nacht- und Tagpol im Norden nur 5°, im Süden aber 13° in Breite auseinander liegen, so ist auf der Nordhemisphäre der Charakter der Variationen auch in der Nacht auf allen Punkten nördlich der Wirbelzentren geometrisch ähnlich, auf der Südhemisphäre für alle Punkte zwischen den Zentren unähnlich, so daß hier die Ähnlichkeit erst südlich von 56° beginnt.

Wie ein Blick auf die Karte zeigt, die für den südlichen Sommer konstruiert wurde, sind die geometrischen Unähnlichkeiten der Variationen nicht etwa Eigentümlichkeiten derjenigen Hemisphäre, die sich gerade im Winter befindet. Zwar zeigt der Tageswirbel der Nord- also Winterhalbkugel nunmehr auch die Verfrühung des Potentialmaximums gegen die Kulmination, indem die Achse des Wirbels von SE nach NW erstreckt ist, aber die gleiche Breitenlage des Nachtwirbels und die Ähnlichkeit seiner Strömungslinien tun dar, daß die Variationen während der Nacht ähnlich verlaufen, d. h. nicht der Extremlage, sondern nur der Größe der Amplitude nach voneinander verschieden sind.

In obigen Abschnitten war noch nicht von dem Gebiete zwischen den Polpaaren die Rede, d. h. von den Variationen in den Tropen.

Auch hier zeigt sich die Verschiedenheit der Gestalt der Potentiallinien im nördlichen und im südlichen Sommer. Während der Tageswirbel des nördlichen Sommers tief in die Südhemisphäre eingreift, reicht jener des südlichen Sommers kaum über den Äquator hinüber.

Aus alledem ergibt sich, daß die Potentiallinien des täglichen Feldes für den nördlichen Sommer nur in sehr geringer Annäherung symmetrisch zu jenen des südlichen Sommers sind.

Auch quantitativ weist die Nordhemisphäre beim Übergang vom Sommer zum Winter Verschiedenheiten gegen die Südhemisphäre auf, indem sich hierbei die Wirbelzentren um voneinander verschiedene Beträge verschieben.

Der südliche Sommer gewährt folgende Übersicht:

Nordhemisphäre:	Tagpol	in	44°	NBr.	und	1h 10	vor	der Kulmination	der Sonne
	Nachtpol	„	40°	„	„	5h 30	nach	„	„ „ „
Südhemisphäre:	Tagpol	„	39°	„	„	1h 0	vor	„	„ „ „
	Nachtpol	„	50°	„	„	10h 0	nach	„	„ „ „

Vergleichen wir hiermit die Angaben der obenstehenden Tabelle für den nördlichen Sommer, so finden wir, daß sich der Tagespol beim Übergang vom Sommer zum Winter auf der Nordhemisphäre um 14°, auf der entgegengesetzten um nur 4° in Breite verschiebt; für die Nachtpole sind diese Werte annähernd gleich (5° bzw. 6°). Dagegen verschieben sich die Tagespole beim Wechsel der Jahreszeiten wenig, die Nachtpole erheblicher gegeneinander in Zeit. Auf beiden Halbkugeln bedingt der Übergang vom Sommer zum Winter ein Zusammenrücken der beiden Pole nach der Sonne hin; das Phänomen der Hauptschwankung der täglichen Variation spielt sich demnach im Winter in kürzerer Zeit ab, als im Sommer.

Es ist nun von Interesse, nach der Ursache der Verschiedenheiten beider Halbkugeln zu forschen. Ein gewisses, wenn auch nicht abschließendes Urteil gewährt hier der Vergleich der Potentiallinien des äußeren Feldes allein mit jenen des

Digitized by Google

inneren Feldes allein, d. h. ein Vergleich der Tafeln 24 bis 27 der Arbeit von Fritsche. Auch hierfür sind Karten und Skizzen gezeichnet worden, die aber hier nicht weiter veröffentlicht sind.

Für beide Jahreszeiten zeigt das äußere Feld den Typus des Gesamtfeldes, wie es unsere Karten darstellen, d. h. es befinden sich auf jeder Hemisphäre je ein deutlich ausgeprägter Tages- und ein Nachtpol.

Äußeres Feld, nördlicher Sommer.

Nordhemisphäre:	Tagpol	in	35°	NBr.	und	1h 30	vor	der Kulmination	der Sonne
	Nachtpol	„	35°	„	„	6h 30	nach	„ „	„ „
Südhemisphäre:	Tagpol	„	40°	„	„	2h 0	vor	„ „	„ „
	Nachtpol	„	30°	„	„	5h 0	nach	„ „	„ „

Äußeres Feld, südlicher Sommer.

Nordhemisphäre:	Tagpol	in	50°	NBr.	und	1h	vor	der Kulmination	der Sonne
	Nachtpol	„	40°	„	„	6h	nach	„ „	„ „
Südhemisphäre:	Tagpol	„	35°	„	„	1h	vor	„ „	„ „
	Nachtpol	„	40°	„	„	10h	nach	„ „	„ „

Nur der Nachtpol der Südhemisphäre zeigte eine erhebliche Verschiebung gegen jenen des Gesamtfeldes. Vergleicht man die Potentiallinien des äußeren Feldes in beiden Jahreszeiten, so macht sich eine starke Verschiedenheit insofern erkennbar, als im nördlichen Sommer beide, im südlichen nur die Südhemisphäre ein wohlausgebildetes Kurvensystem aufweist. Es ist also für das äußere Feld ein starker jahreszeitlicher Gegensatz beider Erdhälften zu konstatieren.

Die inneren Kräfte allein besitzen einen ganz anderen Habitus als die äußeren, indem für die ganze Erde nur ein Polpaar auftritt. Allerdings ist dies in voller Reinheit nur für den nördlichen Sommer der Fall, im südlichen kommt es zu schwachen Nebenpolbildungen. Die Hauptpole aber liegen in beiden Jahreszeiten auf der Südhemisphäre, also auf der Halbkugel größerer Wasserbedeckung. Dies ist um so unerwarteter, als man sich die inneren Kräfte als von den äußeren in der Erdrinde induziert vorgestellt hat.

Die Südhemisphäre ist demnach einseitig bevorzugt; dies ist die hauptsächlichste Quelle der Asymmetrie zwischen unseren beiden Karten.

Fragt man, wie das Gesamtfeld von dem inneren und von dem äußeren Felde abhängig erscheint, so findet man: das äußere bedingt den Typus des Gesamtfeldes, das innere beeinflußt vor allem die Gestalt desjenigen Tageswirbels, der auf der Winterhemisphäre liegt, es richtet seine Längsachse nordwestlich bzw. südwestlich, und bedingt so in erster Linie die geometrische Unähnlichkeit der Tagesanteile der täglichen Variation auf der Winterhemisphäre.

Der Zweck der Karten ist es, ein anschaulicheres Bild von dem Vorgange der täglichen Variation des Erdmagnetismus zu geben, als dies Tabellen oder Beschreibungen vermögen. Es sei daher für alle weitergehende Betrachtungen auf diese Karten selbst hingewiesen. Hierbei ist jedoch nochmals zu betonen, daß es ein Hauptfehler des zugrunde liegenden Zahlenmaterials ist, aus so verschiedenartigen Zeiträumen zu stammen.

Für exakte Untersuchungen, namentlich zur Lösung der Frage, ob das tägliche Feld einem Potential unterworfen sei, bedarf es einer Neuberechnung auf einheitlicher Grundlage. Das vorzüglichste Material scheint dem Verfasser das eben vergangene Internationale Polarjahr 1902 bis 1903 zu sein. Nicht nur ist hier die Zahl der Stationen eine erheblich größere, auch ihre Verteilung über die Erde ist eine bessere, indem vor allem die Südhemisphäre dichter besetzt war. Außer den Stationen der Südpolarexpeditionen und der früher schon tätigen Observatorien in Melbourne

Digitized by Google

und Mauritius sind neue errichtet in Christchurch auf Neuseeland und in Südamerika, und war über ein Jahr die Station auf Kerguelen in Gang. Statt mit mehrjährigen Mittelwerten wäre allerdings nur mit dem einen Jahre zu rechnen, dafür zeichnet sich das Polarjahr durch so große Ruhe aus, daß gerade die normalen Verhältnisse sich sicher ableiten ließen.

Die Stationen des Polarjahres 1902 bis 1903 besitzen gegenüber jenen des älteren 1882 bis 1883 den Vorzug zuverlässigerer Beobachtungen der Variationen der Vertikalintensität, so daß die Trennung der äußeren und inneren Kräfte sich bei weitem exakter wird bewerkstelligen lassen, als dies mit dem zum Teil sehr minderwertigen Material geschehen konnte, dessen sich Fritsche hat bedienen müssen.

Für den Fall einer Neuberechnung sei noch im Speziellen darauf hingewiesen, daß bei einem ähnlichen Problem Carlheim-Gyllenskiöld zu besonders einfachen Verhältnissen dadurch gelangt ist, daß er statt der geographischen Koordinaten magnetische Breiten und Längen seinen Reihenentwickelungen zugrunde legte[1]).

Erläuterungen zu den Karten.

Beide Karten stellen nach den Berechnungen von H. Fritsche die Potentiallinien des Feldes der täglichen Variation des Erdmagnetismus dar. Sie sind von zwei zu zwei Einheiten der fünften Dezimale des CGS-Systems gezeichnet. Das Feld ist gegen die Sonne fest zu denken. Unter ihm dreht sich die Erde im Laufe eines mittleren Tages einmal herum, also auf der Karte von links nach rechts. Die augenblickliche Lage entspricht dem Moment 0^{p} p.m. mittlerer Greenwicher Zeit. Die Karte für den nördlichen Sommer entspricht ungefähr dem Tage der Sommersonnenwende, jene für den südlichen Sommer der Wintersonnenwende unserer Halbkugel. Dementsprechend ist die Kurve (— · — · —) gezeichnet, die die Grenze zwischen der Tag- und der Nachthemisphäre darstellt. Positives Zeichen bedeutet einen magnetischen Nord-, negatives einen magnetischen Südpol. Die Potentiallinien können als Strömungslinien elektrischer Wirbel aufgefaßt werden; für diese Vorstellung geben die Pfeile den äquivalenten Strömungssinn für ein äußeres Kraftfeld an.

Die Luftdruckverhältnisse in der Niederung und ihr Zusammenhang mit der Verteilung der Temperatur.

Von W. Trabert.

Schon Dove hat die Luftdruckgegensätze der Niederung als eine Folge der Temperaturverhältnisse aufgefaßt, indem er schloß: kalte Luft ist schwer, warme ist leicht, die Verschiedenheit des Luftdruckes ist also lediglich eine Folge des Windes, der uns einmal, wenn er aus polaren Gegenden weht, kalte, das andere Mal, wenn er aus äquatorialen Gebieten kommt, warme Luft und damit, je nachdem, hohen oder tiefen Luftdruck bringt.

Ist auch später die hohe Bedeutung des Gradienten erkannt worden, so daß nicht der Wind als das Ursächliche des Luftdruckes, sondern gerade umgekehrt der

[1]) Carlheim-Gyllenskiöld, Appendix XXVIII zum Berichte der Internationalen meteorologischen Direktorenkonferenz. Innsbruck 1905.

Digitized by Google

Wind der Hauptsache nach als eine Wirkung der Luftdruckverhältnisse aufgefaßt wurde, so hat doch W. Ferrel an der Ansicht festgehalten, daß die Luftdruckverhältnisse der Erdoberfläche in erster Linie durch Temperaturgegensätze hervorgerufen seien, daß insbesondere Luftzylinder mit schwerer, kalter Luft in der Niederung als Barometermaxima erscheinen, und daß umgekehrt die Barometerminima gebildet würden durch Zylinder von Luft, in welchen die Temperatur höher ist als jene ihrer Umgebung, die daher aus diesem Grunde leichter sind als die Luft ringsherum.

Da diese Theorie der Zyklonen und Antizyklonen eine außerordentlich plausible war, da wir außerdem in den ausgeprägten winterlichen Hochdruckgebieten in der Niederung die tiefe Temperatur direkt beobachten können, hat diese Ferrelsche Theorie großen Anklang gefunden.

Es hat dann Hann durch Diskussion der Temperaturverhältnisse des fast 14 Tage währenden Barometermaximums über Zentraleuropa im November 1889 mit Hilfe von neun Höhenstationen in den Alpen den Nachweis erbracht, daß dieses Barometermaximum auch noch im Niveau von 2500 m ungefähr mit der gleichen Intensität auftritt, daß also nicht das spezifische Gewicht der Luft allein an dem hohen Drucke in der Niederung die Schuld sei, daß im Gegenteil nur die untersten 300 oder 500 m hoch reichenden Schichten der Atmosphäre abnorm abgekühlt seien, dagegen die mittlere Temperatur der ganzen Luftsäule bis zu 3000 m Höhe etwa 6° zu warm sei!

Die Beobachtungen lehrten, daß wenigstens bis zu 3000 m Höhe das Hochdruckgebiet vom November 1889 entgegen der Ansicht von Ferrel umgekehrt zu warm sei.

Die Richtigkeit dieser Auffassung wurde bestätigt durch die Untersuchung aller Luftdruckmaxima und -minima auf dem Sonnblick, die ergab, daß in der Tat regelmäßig Gebiete hohen Druckes von abnorm hoher, Gebiete tiefen Druckes. wenigstens in Sonnblickhöhe, von abnorm tiefer Temperatur begleitet seien.

Als Abweichungen vom 30jährigen Mittel fand Hann für die Temperatur:

	Luftdruckmaxima		Luftdruckminima	
	Sonnblick	Ischl	Sonnblick	Ischl
Winterhalbjahr	4.2	0.3° C	— 4.8	— 2.0° C
Sommerhalbjahr	3.1	3.6° C	— 3.5	— 2.5° C

Es war mit diesen Beobachtungstatsachen die Ferrelsche „Konvektionstheorie“ gestürzt worden, es waren die europäischen Zyklonen und Antizyklonen nicht als Temperatureffekte, sondern als „dynamische“ proklamiert worden, und es war nur natürlich, daß viele Meteorologen in das Extrem verfielen, die Luftdruckgegensätze, wie sie die Erdoberfläche zeitlich und örtlich erkennen ließ, als „dynamische“ zu betrachten. „Dynamisch“ war freilich für manche nur ein Schlagwort, auf dessen eigentliche Bedeutung wir erst weiter unten eingehen wollen.

Jedenfalls war durch die Untersuchungen von Hann gezeigt, daß die Barometermaxima und -minima Europas keine Temperatureffekte seien im Sinne Ferrels.

Gibt es nun in der Tat gar keine Luftdruckunterschiede in der Niederung, die allein ein Temperatureffekt sind? Unter dem großen Eindruck der Untersuchungen Hanns waren gewiß manche geneigt, diese Frage zu verneinen. Trotzdem war ein Fall, der uns zeigte, daß dies unter Umständen so sei, wohl bekannt. Wir meinen den Druckunterschied auf der Vorder- und Rückseite einer Gewitterböe. Wie Köppen und nach ihm besonders Margules zeigten, grenzen hier ein warmes und kaltes

Digitized by Google

Gebiet schroff aneinander und der rasche Barometeranstieg beim Vorübergang einer Böe ist allein ein Effekt der niederen Temperaturen, welche die Rückseite einer Böe auszeichnen [1]).

Auch bei den lokalen Wärmegewittern ist es aller Wahrscheinlichkeit nach ebenso.

Obwohl hier der Fall eines Luftdruckgegensatzes vorliegt, der lediglich durch Temperaturverschiedenheiten verursacht ist, war man sich vielleicht der Tragweite dieser Beobachtungstatsache, vielleicht weil uns in der Gewitterböe eine vorübergehende Störung der normalen Verhältnisse vorliegt, nicht bewußt.

Aber auch bei den oft in unseren Wetterkarten vorkommenden Keilen hohen Druckes auf der Nordseite der Alpen, in denen lokal der hohe Druck im Westen sich vorzuschieben scheint, und ebenso in der Umkehr dieser Erscheinung, den Keilen hohen Luftdrucks auf der Südseite der Alpenkette, in denen ein Hochdruckgebiet im Osten gegen Mitteleuropa vorzustoßen scheint, haben wir es nicht mit dynamischen, sondern allein mit Temperatureffekten zu tun!

H. v. Ficker hat in seiner Arbeit über den Transport kalter Luftmassen über die Alpen [2]) gezeigt, daß solche Keile hohen Druckes auf der Nordseite der Alpen durch die niedrige Temperatur daselbst hervorgerufen seien, und ebenso glaubt der Verfasser dieser Zeilen (wie er übrigens ausdrücklich erwähnte), durch Ficker angeregt, nachgewiesen zu haben [3]), daß bei den für Föhn charakteristischen Keilen hohen Druckes auf der Südseite der Alpen gleichfalls die Südseite der Alpen kälter sei als die Nordseite; die Keile, wie sie sich im Meeresniveau zeigen, sind allein ein Temperatureffekt, sie verschwinden in der Höhe des Alpenkammes, und es verlaufen dort die Isobaren so regelmäßig und ungestört wie ringsumher [4]).

Es gibt also Luftdruckunterschiede der Niederung, die allein durch Temperaturverschiedenheit (vielleicht nur solche lokaler Natur) hervorgerufen sind.

Es liegt unter diesen Umständen nahe, auch die anderen Hoch- und Tiefdruckgebiete der Erdoberfläche auf ihre Ursachen hin zu betrachten. Ist das Gebiet tiefen Druckes um den Äquator, die Hochdruckgürtel der Roßbreiten, der tiefe Druck an den Polen, der hohe und tiefe Luftdruck des Kontinents im Winter und Sommer dynamischer oder thermischer Natur?

Betrachten wir zunächst die Verhältnisse, wie sie die allgemeine Zirkulation

---

[1]) Mathematisch spricht sich dies auf die folgende Weise aus. Es gilt immer die barometrische Höhenformel:

$$\log \text{nat}\, p = \log \text{nat}\, p_0 - \frac{h}{RT}$$

(p Druck oben in der Höhe h, p_0 unten, T Mitteltemperatur auf der Vorderseite, R Gaskonstante). Wir erhalten daraus durch Differentiation:

$$dp_0 - \frac{p_0}{p} dp = -\frac{h p_0}{RT^2} dT.$$

Wenn nun auch in der Höhe h in einer Gewitterböe der Druck auf der Vorder- und Rückseite derselben der gleiche ist, d. h. $dp = 0$, so ist doch

$$dp_0 = -\frac{h p_0}{RT^2} dT.$$

Wenn also die Mitteltemperatur auf der Rückseite der Böe $T + dT$ ist, wo dT eine negative Größe ist, dann ist daselbst der Druck unten um dp_0, d. h. den obigen Betrag größer. Diese Vergrößerung des Druckes ist allein ein Temperatureffekt! Die eigentümliche V-förmige Gestalt der Isobaren bei einer Gewitterböe ist also auch ein Temperatureffekt.

[2]) Denkschrift der Wiener Akademie 80, 129 (1906).

[3]) Meteorol. Zeitschrift 25, 1 (1908).

[4]) In der Abhandlung „Über den Föhn in Bludenz" (Sitzungsber. d. Wien. Akad. 85, 435, März 1882) habe ich schon gezeigt, daß bei Südföhn 3.8 mm des Überdruckes im Süden der Alpenkette der Temperaturdifferenz zwischen der Südseite und Nordseite zugeschrieben werden müssen.
J. Hann.

Digitized by Google

der Atmosphäre darbietet! Vermöge der Temperaturabnahme vom Äquator zu den Polen werden in der Höhe die Flächen gleichen Druckes in den Tropen gehoben, in den höheren Breiten gesenkt. Es besteht infolge dessen in der Höhe ein Gradient vom Äquator gegen die Pole hin [1]). Vom Äquator strömt deshalb in der Höhe die Luft ab, der Druck in der Niederung sinkt; wir haben einen Gürtel niedrigen Druckes um den Äquator.

Würde die Erde nicht rotieren, d. h. wenn die Strömung in der Höhe eine rein meridionale wäre, dann würde die Luft in der Höhe bis zu den Polen hinströmen. Hier hätten wir eine Stauung von Luft und hohen Luftdruck in der Niederung. An der Erdoberfläche würde dann der Druck vom Äquator bis zu den Polen hin zunehmen.

Der niedrige Luftdruck am Äquator, der hohe Druck an den Polen wäre ein reiner Temperatureffekt! Die relativ warme Luftsäule würde leicht, die relativ kalte schwer sein. Dove hat dies durch zwei Lichter in der Tür zwischen einem warmen und kalten Zimmer veranschaulicht. Unten schiebt sich die kalte Luft keilförmig unter die warme ein, es weht die Luft vom kalten in den warmen Raum. Oben schiebt sich umgekehrt die warme Luft keilförmig über die kalte, es bewegt sich die Luft vom warmen gegen das kalte Zimmer.

Man hat dieses Dovesche Beispiel als unrichtig hingestellt. Dem Verfasser möchte aber scheinen, daß in der Tat die Erklärung für die Zirkulation zwischen einem warmen und einem kalten Zimmer, so wie bei der allgemeinen Zirkulation, in der Hebung der Flächen gleichen Druckes liege, die in der Höhe im warmen Zimmer stattfindet.

Doch kehren wir zur allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre zurück! Wenn die Erde rotiert, tritt Ablenkung der strömenden Luft nach rechts ein, die meridionale Strömung in der Höhe erscheint auf der Nordhemisphäre als SW-, auf der Südhemisphäre als NW-Wind. Sie hat in jedem Falle eine westliche Komponente, es tritt aber damit auch eine Komponente der ablenkenden Kraft der Erdrotation auf, die äquatorwärts gerichtet ist [2]).

Wenn nun in den Roßbreiten diese äquatorwärts gerichtete Komponente der ablenkenden Kraft ebenso groß ist wie der polwärts wirkende Gradient, dann wird ein Luftteilchen nicht mehr in höhere Breiten zu gelangen vermögen, dann tritt schon in den Roßbreiten Stauung der Luft und damit schon hier ein Gürtel hohen Druckes auf.

Mag nun immerhin die Anregung zu dieser Luftdruckverlagerung durch thermische Ursachen gegeben sein, so ist doch klar, daß die eigentliche Ursache der beiden Hochdruckgürtel der Roßbreiten in der ablenkenden Kraft, also in einer Kraft gelegen ist, welche in der Bewegung der Erde um ihre Achse ihren Grund hat oder, anders ausgedrückt, dynamischer Natur ist.

In der Tat sehen wir denn auch, wie von dem hohen Drucke in den Roßbreiten,

---

[1]) Auch wenn der Druck unten derselbe wäre, also wenn $dp = 0$ wäre, ist doch in der Höhe h:

$$dp = \frac{hp}{RT^2}\, dT.$$

In dem um dT wärmeren Gebiet ist in der Höhe h auch der Druck um dp höher.

[2]) In der Höhe hat jedes Luftteilchen eine Geschwindigkeitskomponente W und eine Geschwindigkeitskomponente S. Die beiden Komponenten der ablenkenden Kraft der Erdrotation sind dann in der Breite φ, wenn ω die Rotationsgeschwindigkeit der Erde ist, $2\,W\omega \sin\varphi$ und $2\,S\omega \sin\varphi$. Die letztere ignorieren wir, die Komponente $2\,W\omega \sin\varphi$ ist augenscheinlich zum Äquator gerichtet.

Digitized by Google

besonders auf der Südhemisphäre, mit wachsender Breite der Luftdruck mehr und mehr abnimmt. Wir haben hohen Druck in einem verhältnismäßig warmen Gebiet, tiefen Luftdruck in den kalten Polargegenden. Dieser Gegensatz ist gewiß kein thermischer, wir müssen daher, wenn wir den tiefen Druck der Tropen auch auf einer rotierenden Erde als reinen Temperatureffekt gelten lassen, doch die beiden Hochdruckgürtel der Roßbreiten und den tiefen Luftdruck beim Pole auf dynamische Ursache zurückführen. Wir beobachten denn auch, besonders auf der Südhemisphäre, trotz eines ziemlich starken Luftdruckgradienten gegen den Pol hin, durchaus in den höheren Breiten Westwinde. Die Gradientkraft wird aufgehoben durch die entgegengesetzt, d. h. äquatorwärts, wirkende ablenkende Kraft der Erdrotation.

Wie steht es nun mit dem je nach der Jahreszeit wechselnden hohen und tiefen Luftdruck auf dem asiatischen Kontinent? Da ein Blick auf die Isothermenkarte des Juli uns lehrt, daß die hohe Temperatur der Tropen im Sommer bis ins südliche Innere von Asien nach Norden vorgeschoben ist, so ist es selbstverständlich, daß das hier im Sommer auftretende Gebiet niedrigen Luftdrucks lediglich ein Wärmeeffekt ist, daß also diese Depression das unter dem erwärmenden Einfluß des Kontinents weit gegen Norden vorgeschobene Gebiet niederen Druckes der Tropen ist.

Auch das mit der tiefen Temperatur im Winter ungefähr zusammenfallende Hochdruckgebiet im Innern Asiens ist, wenigstens zum Teil, ein Temperatureffekt, d. h. die tiefe Temperatur des Kontinents ist die Ursache, daß das Hochdruckgebiet der Roßbreiten im Winter hier so weit nach Norden gerückt wird. Im Wesen ist aber auch dieses asiatische Barometermaximum ein dynamischer Effekt, denn die tiefe Temperatur über dem Kontinent hat nur zur Folge, daß sich in der Höhe in diesem Gebiete die Flächen gleichen Druckes vom Äquator her noch stärker senken, als dies normal ist. Es wird daher hier auch der Gradient von Süden nach Norden ein viel größerer sein; dann aber muß auch die Westkomponente der Luftgeschwindigkeit in der Höhe eine viel größere sein, um eine ablenkende Kraft hervorzurufen, welche dem größeren Gradienten das Gleichgewicht halten kann. Dann aber wird ein Luftteilchen in der Höhe in viel nördlicher gelegene Gegenden zu dringen vermögen, es wird daher auch die Stauung und mit ihr der hohe Luftdruck im Meeresniveau in diesem Gebiete weiter nördlich hinaufreichen.

Wenn nun unsere großen europäischen Antizyklonen nur Verlagerungen oder Ausläufer des Hochdruckgebietes der Roßbreiten [1]) und ebenso auch unsere großen Zyklonen nur Verlagerungen oder Ausläufer des isländischen Barometerminimums sind, so ist an ihrer dynamischen Natur nicht mehr zu zweifeln, und es ist auch nicht mehr zu verwundern, wenn die Beobachtungstatsachen uns diese Gebilde als dynamisch verursacht erkennen lassen. „Dynamisch“ hier gemeint in der Bedeutung „verursacht durch Kräfte, welche in der Bewegung der Erde um ihre Achse ihren Grund haben“.

Um so notwendiger ist der Nachweis, daß es außer diesen rein dynamischen Druckunterschieden auch solche gibt, die zweifellos in Temperaturverschiedenheiten ihren Grund haben.

---

[1]) Schon Sir John Herschel hat in den Familiar Lectures unter „Weather“ die Ursache der Antizyklonen in den oberen vom Äquator abfließenden Luftmassen gesucht. Siehe auch meine Ausführungen Met. Zeitschr. 1879, S. 38/39. — Sehr bemerkenswert ist es, daß es, in der inneren Tropenzone wenigstens, keine Barometermaxima gibt, wohl aber die gelegentlichen tiefen Barometerminima in den Zyklonen. J. Hann.

Digitized by Google

Übersichtlich sind somit sicher

thermisch verursacht:	dynamisch verursacht:
1. das Tiefdruckgebiet der Tropen,	1. das Hochdruckgebiet der Roßbreiten,
2. das Tiefdruckgebiet im Sommer über Asien,	2. das Tiefdruckgebiet der Polargegenden (das isländische Minimum),
3. die Keile hohen Druckes auf der Nordseite der Alpen,	3. die großen europäischen Zyklonen und Antizyklonen.
4. die Keile hohen Druckes auf der Südseite der Alpen,	
5. die V-Depressionen bei Gewitterböen.	

Auf diese große ursächliche Verschiedenheit der Hoch- und Tiefdruckgebiete, wie sie im Meeresniveau vorhanden sind, hinzuweisen, war der Hauptzweck der vorliegenden Arbeit.

Wir sehen aber heute die große Bedeutung rein thermischer Effekte noch in einer anderen Erscheinung!

F. M. Exner hat — wie es scheint, gleichfalls angeregt durch die Untersuchungen Fickers — gezeigt[1]), daß bereits gebildete Zyklonen und Antizyklonen (also z. B. Zyklonen und Antizyklonen dynamischer Natur) eo ipso eine Fortbewegung von Westen nach Osten zeigen, und zwar deshalb, weil die nördlichen Winde kalte und schwere, die südlichen Winde dagegen warme und leichte Luft mit sich führen. Die Fortbewegung der Zyklonen und Antizyklonen wird dadurch in erster Linie zu einem rein thermischen Prozesse.

Die große Bedeutung von Temperaturverschiedenheiten auf der Erdoberfläche ist damit neben den rein dynamischen Ursachen außer Zweifel gesetzt, es ist speziell gezeigt worden, welche große Rolle Temperaturveränderungen an der Erdoberfläche für die Veränderungen einer Luftdruckverteilung spielen. Diese letzteren sind, wenigstens in erster Linie, auch ein Temperatureffekt.

Daß Temperaturverschiedenheiten im Laufe der Zeit eine große Rolle spielen für die Verschiedenheit des täglichen Luftdruckganges in verschiedenen Höhen, ist übrigens durch Hann längst erwiesen worden[2]).

Zur Statistik der Gewitter und der Blitzschäden in den Niederlanden.

Von Dr. D. van Gulik.

Für eine statische Untersuchung der Gewitter, Blitzschläge usw. in den Niederlanden liegt schon ein ziemlich großes Material vor. Das Meteorologische Institut in De Bilt bei Utrecht gibt seit 1884 (neben seinen Jahrbüchern) alljährlich ein kleines Werk: „Onweders, optische verschijnseln etc. in Nederland", heraus, das eine Zusammenstellung und kritische Übersicht aller derartigen Beobachtungsergebnisse

[1]) Grundzüge einer Theorie der synoptischen Luftdruckveränderungen. Wiener Sitzungsberichte 115 (IIa), 1171 und 116 (IIa), 995.

[2]) In diesem Falle ist offenbar die Druckänderung oben und unten dp und dp_0 im Laufe der Zeit dt verschieden um die „thermische" Welle:

$$dp - \frac{p}{p_0} dp_0 = \frac{hp}{RT^2} dT.$$

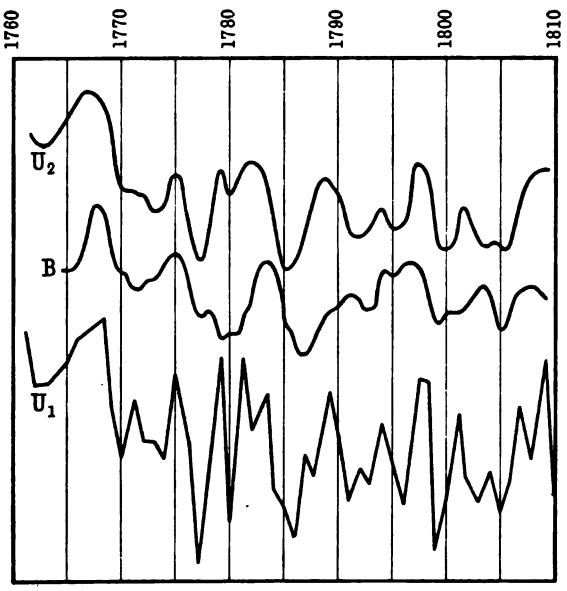
Wir haben immer dieselbe Gleichung. Unter h verstehen wir hier die relative Höhendifferenz der zwei Stationen. T ist die Mitteltemperatur.

Digitized by Google

enthält, welche im Laufe des Jahres dem Institut gemeldet wurden. Die Beobachter, deren Zahl etwa 250 beträgt, wohnen ziemlich gleichmäßig über das Land verteilt, wie die Fig. 4 auf S. 115 zeigt.

Im Jahresbericht von 1891 findet man in einem Anhange wertvolle Bemerkungen über eine Gewitterstatistik der Niederlande. Sie enthalten unter anderem zwei sehr interessante Beobachtungsreihen von Gewittern, Sonnenflecken und Nordlichtern, die in den Jahren 1760 bis 1811 und 1849 bis 1892 in Utrecht beobachtet worden sind. Es ist nicht meine Absicht, diese Beobachtungen hier eingehend zu behandeln, nur möchte ich auf das Vorhandensein dieser Statistik kurz hinweisen und dabei bemerken, daß die erstgenannte Serie von Gewittern sehr schön der graphischen Darstellung der Gewitter Süddeutschlands von v. Bezold[1]) entspricht. Man vergleiche die Fig. 1, wo U_1 die Beobachtungsreihe in Utrecht darstellt, während U_2 dieselbe Reihe repräsentiert, abgerundet nach der Formel $(a + 2b + c) : 4$. Die Kurve B hat von Bezold konstruiert nach den Beobachtungsergebnissen in Kremsmünster, Basel, Gurzeln und Lutz, Innsbruck und Regensburg. Die Übereinstimmung, zumal mit der U_2-Kurve, ist gewiß größer, als man für eine so große Entfernung und eine so verschiedene Lage in Beziehung auf das Meer und die Berge erwarten dürfte.

Fig. 1.



Ich möchte nunmehr hier einige Resultate einer statistischen Untersuchung der obengenannten Jahresberichte von 1882 bis 1906 mitteilen. Dieselben sind zum Teil als eine Fortsetzung, hauptsächlich aber als eine Erweiterung der vorhandenen Statistik zu betrachten[2]).

Die Anregung zu dieser Untersuchung verdanke ich einem Auftrag, den ich von seiten der „Holl. Maatsch. der Wetenschappen“ erhielt. Dieselbe wünschte nämlich eine Untersuchung über die Möglichkeit, wenig kostspielige und dennoch rationell konstruierte Blitzableiter herzustellen. Dabei drängte sich zunächst die Frage auf, wie groß und von welcher Art wohl der Schaden sei, der jährlich durch den Blitz in den Niederlanden angerichtet wird. Die Beantwortung dieser Frage habe ich veröffentlicht in einer Arbeit: „Nieuwere inzichten omtrent de wijze van beveiligen etc.“[3]).

Unter Hinweis auf das holländische Original darf hier eine einfache Mitteilung der Hauptergebnisse, ergänzt bis 1906, genügen.

Aus der Statistik der 12 oder 13 größten holländischen Feuerversicherungsanstalten, welche auch in den genannten Jahresberichten veröffentlicht ist, kann

[1]) Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch., München 1874, S. 321.
[2]) Hier ist noch eine kurze Abhandlung des Herrn Monné zu erwähnen: Übersicht der Gewitter im Königreich der Niederlande. Met. Zeitschr. 1902, S. 300.
[3]) Diese Arbeit befindet sich im 6. Teil der Werke der Holländ. Maatsch. der Wetensch. zu Harlem.

Digitized by Google

man den Gesamtschaden, welcher jedes Jahr an den Gebäuden des ganzen Landes entstanden ist, wenigstens annähernd schätzen. Ich habe so berechnen können, daß dieser jährliche Gebäudeschaden durchschnittlich etwa 700000 ℳ beträgt.

Die Zahl der Personen, welche vom Blitz erschlagen oder doch getroffen werden, ist, der Unvollständigkeit der diesbezüglichen Berichte wegen, nicht wohl zu schätzen. Nur die Fälle, daß Menschen in einem Wohnhause vom Blitz getötet worden sind, dürften vielleicht vollzähliger gemeldet sein. Es gibt deren durchschnittlich vier oder fünf pro Jahr. Größer ist jedenfalls die Zahl der Personen, welche nicht in Wohngebäuden vom Blitz erschlagen wurden; und noch mehr Menschen werden nicht tödlich getroffen. Hierbei ist zu bemerken, daß letztere sich in den meisten Fällen schnell und vollständig wieder erholen.

Ob die Gefahr des Blitzschlages in die einzelnen Gebäude je nach der Art der Dachbedeckung verschieden ist, konnte nicht nachgewiesen werden. Wohl aber trat ein großer Einfluß der Dachbedeckung auf die Gefahr einer Entzündung durch Blitzschlag hervor. Während nämlich an Gebäuden (ohne Blitzschutz) im allgemeinen ebensoviele Zündungen als kalte Schläge vorkommen, verhalten sich die beiden für Häuser mit

ganz weicher Dachung	wie 3:1,
zum Teil weicher Dachung	„ 2:1,
hartgedeckten Dächern	„ 1:2,
Metalldächern	„ 1:6.

Mannigfaltig sind die Anzeigen von Blitzschlag in Gebäude, welche schon früher einmal oder mehrfach getroffen worden waren. Der Blitz schlug z. B. schon siebenmal in den Kirchturm von Ede ein, und zwar in den Jahren 1873, 1886, 1889, 1891, 1898, 1899 und 1903.

Über die Wirksamkeit der üblichen Blitzableiter hat sich folgendes herausgestellt. Wo, wie oben erwähnt, in Gebäuden ohne Blitzschutz die kalten und die zündenden Schläge in fast gleicher Menge vorkommen, ist demgegenüber von den Blitzschlägen in Gebäude, welche mit Blitzableitern versehen waren, nur einmal eine Entzündung gemeldet worden auf je 13 Blitzschläge. Achtet man bei diesen getroffenen geschützten Häusern, deren Zahl mehr als 200 beträgt, noch auf die Art der Dachbedeckung, so merkt man, daß die Gebäude mit weicher Dachung (Windmühlen und Bauernhöfe) so schlecht davonkommen, daß offenbar die üblichen Blitzableiter für diese Art von Gebäuden keinen nennenswerten Schutz gewähren.

Es hat sich weiter herausgestellt, daß der Blitzschaden, falls er dennoch in den mit Blitzableitern versehenen Gebäuden angerichtet wird, hauptsächlich aus zwei Gründen entstanden ist. Der Blitz ist alsdann meistens entweder von dem Blitzableiter abgesprungen (12 Proz. dieser Fälle) oder er ist nicht in den Blitzableiter, sondern irgendwo anders in das Gebäude eingeschlagen (6 Proz. dieser Fälle).

Aus der Statistik von mehr als 700 getroffenen Bäumen, welche (mit Ausnahme der nur einmal vom Blitze getroffenen Baumarten) hier folgt, geht wieder die bekannte Tatsache hervor, daß die Pappeln und Eichen die weitaus am meisten gefährdeten Bäume sind, während die Buche verhältnismäßig selten getroffen wird.

Pappeln	Eichen	Weiden	Ulmen	Birnbäume	Nadelbäume	Eschen	Linden
266	149	85	59	36	33	20	17

Nußbäume	Apfelbäume	Kastanienbäume	Kirschbäume	Buchen	Erlen	Birken
9	6	6	6	6	4	2

Zusammen . . . . . 704.

Digitized by Google

Es ist natürlich schwer, die Gefährdung der verschiedenen Baumarten miteinander zu vergleichen, weil wir die Zahl der Bäume gar nicht kennen. Und auch wenn wir die Zahl der Bäume aller Arten genau wüßten, so wäre trotzdem noch auf mehrere Umstände wohl zu achten. Es macht z. B. für die Blitzgefahr der Bäume pro Stück einen großen Unterschied, ob sie vereinzelt oder aber zu Gruppen vereinigt vorkommen, während auch die Höhe der Bäume, ihr Standort u. dgl. die Gefährdung beeinflussen. Obenstehende Tabelle spricht aber in gewissen Punkten so deutlich für sich, daß die bezüglichen Zahlendifferenzen nur zu erklären sind, wenn man einen großen Unterschied in der spezifischen Blitzgefahr voraussetzt. Auffallend ist auch hier die wohlbekannte Tatsache, daß die Buche am wenigsten gefährdet ist. Denn diese Baumart, obgleich in gewissen Gegenden auf wenige vereinzelte Exemplare beschränkt, kommt dagegen in großen Teilen des Landes sehr häufig vor. Die sehr große Zahl für Pappeln (37 Proz.) erklärt sich zum Teil aus ihrer Höhe und aus der hier üblichen Reihenpflanzung längs der Wege und am Saume der Felder[1]).

Ein Einfluß der Bodenart auf die Häufigkeit der Blitze geht aus der niederländischen Statistik keineswegs hervor. Hierbei ist aber zu erwähnen, daß die Beobachter erst seit wenigen Jahren ziemlich allgemein bei der Meldung der Blitzschläge die Bodenart angeben. Folgende Zahlen sind bis jetzt gefunden worden:

Bodenart	Blitzschläge	Ausdehnung
Lehm und Ton	346 = 39 Proz.	36 Proz.
Sandboden	417 = 47 „	45 „
Moorboden	125 = 14 „	19 „

Die letzte Reihe vermeldet die Ausdehnung der Bodenarten in Prozenten der Oberfläche des Landes. Die Übereinstimmung zwischen den beiden letzten Reihen ist schon auffallend genug, sie wird noch größer, wenn man bedenkt, daß bei der Zahl 19 Proz. für die Ausdehnung des Moorbodens vermeldet ist: „schon zum Teil ausgegraben“. Es ist 19 Proz. für Moorboden also zu groß und die beiden anderen Zahlen müßten deshalb ein wenig vergrößert werden. Es stellt sich also heraus, daß sich die Blitzschläge ganz unabhängig von der Bodenart, der Oberfläche proportional, verteilt haben.

Wichtig sind die Ergebnisse, welche sich auf die Zahl der Gewitter und deren Heftigkeit oder Intensität beziehen. Die folgende Tabelle (S. 112) enthält für die Jahre 1884 bis 1906 in der ersten Reihe die Gesamtzahlen der Blitzschläge auf Menschen, Gebäude, Bäume und Tiere, soweit das Meteorol. Institut Anzeige davon erhalten hat. Sie sind also ein Maßstab für die Blitzgefahr in diesen Jahren und deshalb mit dem Buchstaben *G* angedeutet.

In der zweiten Reihe findet man die Gesamtzahl aller Berichte, daß auf den Stationen ein Gewitter wahrgenommen worden sei, dividiert durch die Anzahl der aktiven Stationen[2]). Die zweite Reihe zeigt also an, wievielmal pro Station durchschnittlich ein Gewitter vorgekommen ist. An diesen Zahlen ist die Häufigkeit der Gewitter zu ermessen, und zwar so, daß die Gewitter, je nachdem sie eine größere Ausdehnung besitzen (und also von einer größeren Zahl von Beobachtern bemerkt und berichtet werden), einen verhältnismäßig größeren Einfluß auf die Ziffer ausüben. Wir deuten diese Reihe mit dem Buchstaben *H* an, und können auch

[1]) Vgl. auch: Van der Linden, Etude sur le foudroiement des arbres, etc. Publication de l'observatoire météorologique de Belgique; 1907.

[2]) Aktive Stationen nenne ich solche, die mindestens drei Berichte jährlich einsenden; es fallen regelmäßig ungefähr 20 als nicht aktiv aus. Vor 1888 habe ich alle Stationen mitzählen müssen; die Ziffern der zweiten Reihe sind für diese Jahre also ein wenig zu klein.

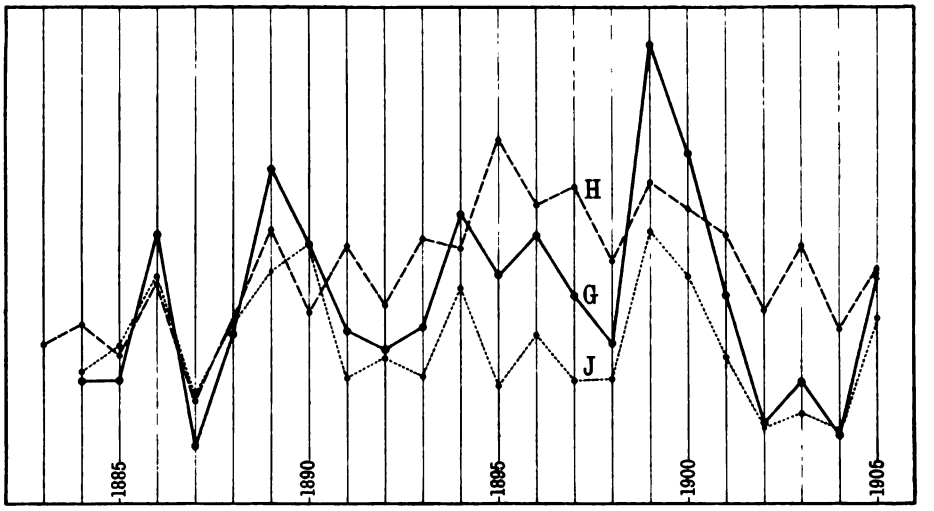
Digitized by Google

sagen, daß alle Gewitter zusammen äquivalieren mit H-Gewittern von solcher Ausdehnung, daß sie von allen Stationen beobachtet sein würden.

Jahr	Blitzgefahr, G, Zahl der Schadenblitze aller Stationen		Gewitterhäufigkeit, H, Zahl der Gewitter pro Station		Intensität der Gewitter $J = G/H$		Zahl der Gewittertage
1905	299	(229)	12.2	(11.2)	24.5	(19.6)	130
1904	89	(160)	9.2	(11.1)	9.7	(13.9)	101
1903	161	(129)	13.6	(11.7)	11.8	(10.9)	116
1902	104	(161)	10.2	(12.0)	10.2	(12.9)	99
1901	273	(252)	14.1	(13.4)	19.4	(19.8)	108
1900	456	(446)	15.2	(15.3)	30.0	(28.8)	108
1899	600	(466)	16.8	(15.4)	35.7	(29.5)	112
1898	208	(322)	12.7	(14.7)	16.4	(21.2)	95
1897	271	(277)	16.6	(15.4)	16.3	(17.8)	119
1896	349	(316)	15.7	(16.8)	22.2	(19.0)	109
1895	294	(329)	19.1	(16.8)	15.4	(20.3)	119
1894	378	(320)	13.4	(15.0)	28.2	(22.1)	111
1893	231	(261)	13.9	(12.9)	16.6	(20.2)	102
1892	202	(215)	10.5	(12.1)	19.2	(17.9)	86
1891	225	(248)	13.6	(11.9)	16.5	(21.6)	98
1890	341	(336)	10.0	(12.0)	34.1	(28.8)	93
1889	437	(359)	14.3	(12.0)	30.5	(29.7)	126
1888	221	(239)	9.4	(9.6)	23.5	(22.9)	94
1887	75	(181)	5.4	(8.0)	13.9	(20.3)	78
1886	353	(236)	11.8	(9.2)	29.9	(23.6)	102
1885	163	(211)	7.8	(9.2)	20.8	(22.2)	93
1884	163	—	9.4	(8.7)	17.3	—	95
1883	—	—	8.3	(8.1)	—	—	117
1882	—	—	6.3	—	—	—	98

Die dritte Reihe enthält die Intensität J der Gewitter, berechnet nach der Formel $J = G/H$. Sie zeigt eigentlich die durchschnittliche Zahl der schädlichen Blitzschläge pro Gewitter, falls dieses über das ganze Land hingezogen wäre.

Fig. 2.



Die eingeklammerten Zahlen sind abgerundet nach der Formel $(a + 2b + c) : 4$, diejenigen von 1905 aber nach $(a + 2b) : 3$.

Die vierte Reihe gibt die Anzahl der Gewittertage, d. h. die Anzahl der Tage, an welchen eine oder mehrere Stationen ein beobachtetes Gewitter berichtet haben.

Die Zahlen der drei ersten Reihen sind in den beiden folgenden Diagrammen graphisch dargestellt. Die Fig. 2 zeigt die natürlichen, die Fig. 3 die abgerundeten Zahlen.

Digitized by Google

Betrachten wir zuerst die G-Kurven, so springt in den beiden Figuren ihre bekannte Periodizität[1]) von 5 bis 6 Jahren deutlich in die Augen; und die Übereinstimmung mit der Kurve der Blitzgefahr in Deutschland von Steffens ist, soweit die Zeiträume sich decken, sehr auffallend.

Einen ähnlichen periodischen Gang zeigen auch die H-Kurven und die J-Kurven. Man wird aber bemerken, daß es zumal die J-Kurve ist, welche eine sehr große Ähnlichkeit mit der G-Kurve zeigt; und zwar tritt diese Übereinstimmung am deutlichsten in der nicht abgerundeten Kurve der Fig. 2 auf, wo die beiden Kurven fast überall bis in die kleineren Schwankungen einander folgen.

Fig. 3.

Es geht hieraus hervor, daß die Größe G, welche nach der Gleichung: $G = H \times J$, den beiden Faktoren H und J proportional ist, hauptsächlich vom Faktor J abhängig ist. Oder in Worten ausgedrückt:

„Die Größe der jährlichen Blitzgefahr wird nicht so sehr bestimmt durch die größere oder kleinere Zahl und die Ausdehnung der Gewitter, sondern vielmehr durch deren Heftigkeit."

Es versteht sich, daß meine Daten nicht ausreichen, diesen Satz in seiner Allgemeinheit zu beweisen. Dafür wäre es nötig, ihn an den (vielleicht zahlreicheren) Daten anderer Länder zu prüfen. Und da ist nun sofort zu bemerken, daß schon von Bezold in seinen Studien über die Blitzgefahr auch die Heftigkeit der Gewitter untersucht hat, sowohl nach ihrem säkularen als nach ihrem jährlichen Gang. Er ist dabei zum Schluß gekommen, daß, wenigstens für den jährlichen Gang, die Gewitter in den Monaten der größten Gewitterhäufigkeit auch die größte Heftigkeit zeigen.

[1]) von Bezold, l. c., u. Pogg. Ann. 69, 513. — O. Steffens, Die Blitzgefahr in Deutschland usw. Inaug.-Diss., Berlin 1904. Met. ZS. 1906, S. 468. — Steen, Sonnenfleckenperiode der Gewitter. Met. ZS. 1906. Hann-Band.

Digitized by Google

Die auffallende Regelmäßigkeit meiner H'-Kurve, und zumal die große Ähnlichkeit der beiden Maxima dieser Kurve, sind zweifelsohne teilweise dem Zufall zuzuschreiben. Wichtig ist aber die Frage, ob die Heftigkeit der Gewitter im allgemeinen tatsächlich die elfjährige Periode des Hauptmaximums, mit dazwischen liegendem sekundären Maximum, zeigt, welche in der Fig. 3 (in der J'-Kurve) so deutlich hervortritt, während die H'-Kurve eine doppelte elfjährige Periode enthält.

Ein merkwürdiges Verhalten, das die J-Kurve im Vergleich zur H-Kurve zeigt, möchte ich nicht unerwähnt lassen. Man sieht in der Fig. 2, daß diese beiden Kurven von 1885 bis 1889 in ihrem unregelmäßigen Gang insoweit übereinstimmen, daß stets ein Steigen (bzw. Fallen) der einen Kurve einem Steigen (bzw. Fallen) der anderen Kurve entspricht. Von 1889 bis 1898 aber ist dieses Verhalten gerade umgekehrt; in diesem Zeitraum entspricht nämlich ein Steigen der einen Kurve ohne Ausnahme einem Fallen der anderen Kurve. Hierauf tritt das erstgenannte Verhalten abermals ein, und es zeigen die beiden Kurven von 1898 bis 1905 einen bis in Einzelheiten übereinstimmenden Gang.

Es scheint mir nicht wahrscheinlich, daß dieses auffallende Verhalten nur ein Spiel des Zufalls sein sollte; man achte z. B. noch auf die Übergänge des einen Zustandes in den anderen. Dagegen darf die Schlußfolgerung sonderbar genannt werden, daß während mehrerer Jahre ununterbrochen die Böen um so heftiger würden, als ihre Häufigkeit zunähme, nachher aber während eines langen Zeitraumes sich entgegengesetzt verhielten und so abwechselnd. Ein derartiges Verhalten werden im allgemeinen zwei periodische Erscheinungen zeigen von fast (aber nicht vollkommen) gleicher Periode, welche ja auch abwechselnd einen übereinstimmenden und einen entgegengesetzten Gang haben. Es ist möglich, daß die genannte Erscheinung auf diese Weise zu erklären wäre; aber dann wäre es doch sonderbar, daß die Erscheinung eben in den nicht abgerundeten Zahlen, deren grillenhafte Abwechselung übrigens die Fig. 2 deutlich genug zeigt, am besten hervortritt.

Auch in von Bezolds Kurven ist die Erscheinung, freilich nicht sehr deutlich, zu erkennen. Es zeigen seine Kurven:

Von 1844 bis 1850 übereinstimmenden Gang, von 1850 bis 1854 keinen Zusammenhang, von 1854 bis 1858 übereinstimmenden Gang (mit einer Ausnahme), von 1858 bis 1862 entgegengesetzten Gang, von 1862 bis 1865 übereinstimmenden Gang.

Deutlich geht aus der holländischen Statistik hervor, daß Blitzgefahr und Blitzhäufigkeit zwei sehr verschiedene Größen sind. So bemerkt man in der Fig. 2, daß in den gewitterreichen Jahren 1895 und 1904 die Blitzgefahr nur gering war. Im letztgenannten Jahre ist ein in dieser Hinsicht sehr merkwürdiger und lehrreicher Fall vorgekommen, den ich hier noch erwähnen möchte.

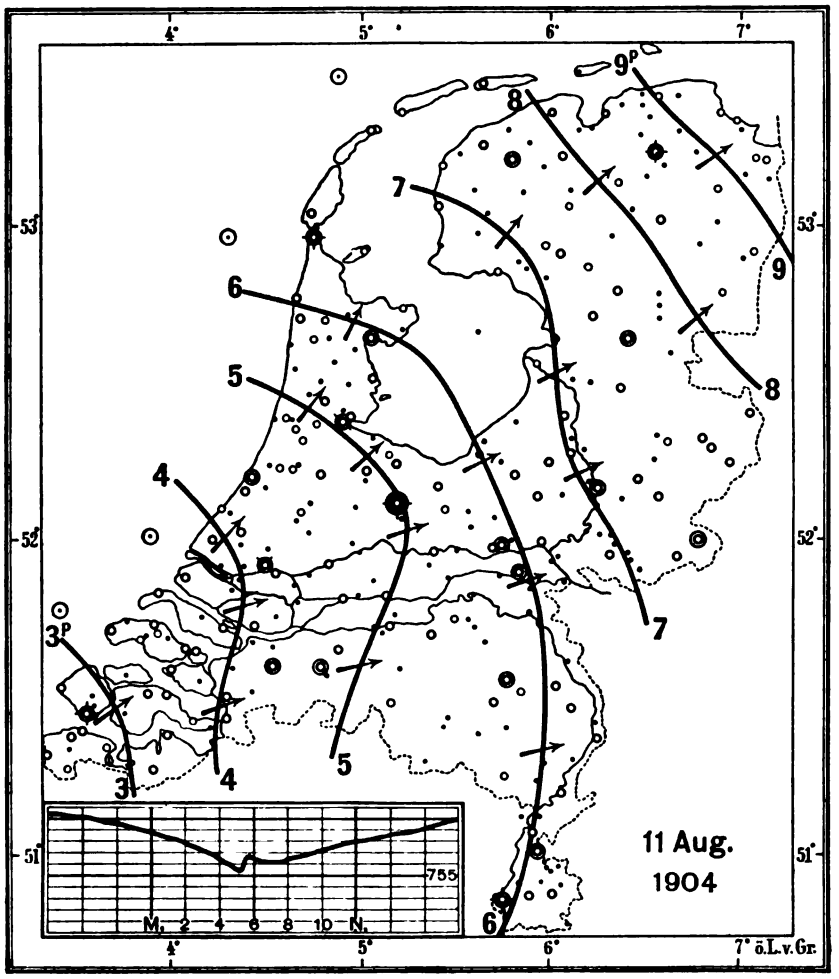
Am 11. August durchzog eine Gewitterböe (Frontgewitter) das Land in nordöstlicher Richtung, deren Front sich über die ganze Breite des Landes erstreckte. Die Regenfronten dieses Gewitters sind in der Fig. 4 von Stunde zu Stunde angegeben, während die Pfeile die Richtung des Gewitterzuges andeuten. Außerdem zeigt die Figur die Lage der Beobachtungsstationen und ein Barogramm von De Bilt.

Von allen Seiten liefen die Berichte eines an diesem Tage beobachteten Gewitters beim Institut ein, und die Anzahl dieser Berichte (120) übertrifft denn auch nicht nur diejenige jedes anderen Datums dieses Jahres, sondern auch der beiden vorigen Jahre. Dennoch wurde von keinem der Beobachter ein Blitzschaden gemeldet, und auch von den Gewittern der beiden vorhergehenden Tage

Digitized by Google

und des folgenden Tages, welche zusammen auf 64 Stationen beobachtet wurden, ist dem Institut kein einziger Blitzschaden gemeldet worden. Ebensowenig war dies der Fall nach einer Reihe von Gewitterzügen, welche am 13. April desselben Jahres (1904) in nordöstlicher Richtung über das ganze Land hinzogen und von 100 Stationen beobachtet wurden.

Fig. 4.



Nach diesen Beispielen erscheint es begreiflich, daß das Jahr 1904, wie aus der Tabelle und Fig. 2 ersichtlich, eine sehr kleine Ziffer für die Heftigkeit der Gewitter aufweist.

Wageningen (Holland), November 1907.

Digitized by Google

Die Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen auf dem Pic du Midi de Bigorre, 2859 m, und an der Fußstation Bagnère de Bigorre, 547 m, von 1894 bis 1903.

Von Albert v. Obermayer, Generalmajor a. D.

Die Vorgeschichte der meteorologischen Beobachtungen auf dem Pic du Midi de Bigorre, jene der Errichtung des Observatoriums auf dem Gipfel dieses Berges, 42° 57′ NBr., 2° 12′ W v. P., in der Seehöhe von 2859 m, und die seit Ende 1881 bis April 1894 dortselbst gewonnenen Beobachtungen sind von Dr. Friedrich Klengel im Jahrgange 1894 der Meteorologischen Zeitschrift (S. 58, 161, 281) besprochen, insbesondere aber die Beobachtungen einer eingehenden Diskussion unterworfen worden. Als Nachtrag hierzu ist im Jahrgange 1896 dieser Zeitschrift (S. 358) über die aus dem Zeitraume 1891—1895 vorliegenden Beobachtungen berichtet.

Einige Ansichten des Observatoriums sind im 13. Jahresberichte des Sonnblickvereins, aus der Zeitschrift La Nature, 32. Jahrgang, Oktober 1904, reproduziert, und daran, aus dem Bulletin de la Société Ramond für 1903, ein Bericht über die von dem Direktor E. Marchand des Observatoriums eingerichteten Wolkenbeobachtungen angefügt. Die aus diesen Beobachtungen gezogenen Schlüsse sind in dem Jahrgange 1895, S. 526 der Meteorologischen Zeitschrift unter dem Titel: „Studien über die Wolken“ aufgenommen worden.

Nebst den Beobachtungen auf dem Gipfel wurden auch solche in Bagnère de Bigorre, 43° 4′ NBr., 2° 11′ W v. P., in 547 m Seehöhe, etwa 14 km vom Gipfel entfernt, anfänglich von Dr. Gandy gesammelt. Im Jahre 1896 wurden neben jenen Beobachtungen noch solche in einem eigenen Observatorium unternommen und seither fortgeführt. Im Jahre 1897 hat Dr. Gandy die Beobachtungen eingestellt. Alle diese Beobachtungsergebnisse sind im zweiten Teile der Annales du Bureau centrale météorologique de France in ausführlichen Mitteilungen und Übersichten veröffentlicht.

In den ausführlichen Mitteilungen über die Beobachtungen auf dem Gipfel sind Angaben zu je acht Stunden des Tages enthalten und zwar für das Barometer, das Thermometer, die relative Feuchtigkeit, die nach einer sechsteiligen Skala geschätzte Windstärke, zu den Stunden 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 und 24. Die Windrichtung und die Bewölkung wird statt um 6^h zur Stunde 7 angegeben. Für jeden Tag des Jahres werden die Temperaturmaxima und -minima angeführt. Die Niederschlagsmenge, welche sich an einem Tage um 7^a im Regenmesser findet, wird an diesem Tage in das Beobachtungsprotokoll eingetragen [1]).

Die ausführlicheren Mitteilungen über die Beobachtungen in Bagnère de Bigorre sind Barometerstand, Temperatur und relative Feuchtigkeit zu den Tagesstunden 6, 12 und 21^h, Windrichtung, Windstärke und Bewölkung um 7, 12 und 21^h angegeben. Bezüglich der Niederschlagsmenge wird derselbe Vorgang wie auf dem Gipfel eingehalten.

In den nach Beobachtungsorten alphabetisch geordneten Übersichten der Beobachtungen sind die Monatsmittel des Barometerstandes, der Temperatur, der Extreme der Temperatur, der relativen Feuchtigkeit, dann die absoluten Extreme

[1]) Ann. 1903, p. 135.

Digitized by Google

der Temperatur samt Datum, die Niederschlagshöhen, die Zahl der Tage mit Niederschlag, mit Schnee und mit Frost, und die Häufigkeit der Windrichtungen in jedem Monate angeführt.

Unter Benutzung dieses vorliegenden Materials folgen hier weitere Mitteilungen über die Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen während der 10 Jahre 1894 bis 1903 auf dem Gipfel und in der Fußstation zu Bagnère de Bigorre, insbesondere ausführlich in den Tabellen I bis XIV über den Pic du Midi und die Tabelle XV über Bagnère.

Tabelle I. Monats- und Jahresmittel des Luftdruckes, 500+.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1894 . . .	34.1	39.7	35.5	34.6	36.1	43.0	43.3	44.2	41.3	38.4	38.4	37.7	538.77
1895 . . .	26.6	29.8	32.1	35.8	38.5	41.2	43.4	44.2	45.4	37.5	39.4	34.8	537.39
1896 . . .	40.2	40.6	37.6	39.7	38.8	41.6	45.0	42.8	42.6	35.7	35.4	35.0	539.59
1897 . . .	31.0	42.1	37.9	37.0	37.8	44.3	44.7	44.1	43.1	41.5	42.2	37.8	540.30
1898 . . .	42.8	37 9	31.3	36.7	37.5	42.0	45.9	46.9	45.2	39.1	35.3	42.6	540.27
1899 . . .	37.7	36.8	37.8	38.9	40.2	42.0	45.8	46.1	43.3	43.5	43.2	34.7	540.83
1900 . . .	36.6	31.8	32.2	38.3	38.8	42.9	45.8	43.3	45.3	42.4	34.5	41.5	539.45
1901 . . .	37.8	32.3	31.2	38.3	39.4	44.2	43.9	45.3	41.1	38.3	38.6	33.1	538.79
1902 . . .	41.4	31.4	37.2	36.4	38.5	40.3	46.0	43.9	42.8	39.6	35.9	38.8	539.35
1903 . . .	38.6	44.0	38.6	35.4	37.6	40.5	44.3	45.6	43.2	40.3	39.7	30.8	539.88
Mittel . .	36.7	36.6	35.1	37.1	38.3	42.2	44.8	44.6	43.3	39.6	38.3	36.7	539.46
1882—1893	36.1	35.9	34.0	33.9	38.0	41.5	43.2	43.9	42.0	38.0	36.6	35.8	538.24
1882—1903	36.4	36.2	34.5	35.4	38.1	41.8	43.9	44.2	42.6	38.7	37.4	36.2	538.79

Mittlere Monats- und Jahresextreme 1894—1903.

Minima . .	22.1	25.2	23.8	27.0	30.1	34.7	38.8	38.5	35.3	32.0	25.4	21.4	517.46
Maxima .	46.3	44.7	44.5	44.8	45.6	49.0	49.7	48.6	48.9	45.6	46.2	46.8	550.09
Differenz .	24.2	19.5	20.7	17.8	15.5	14.3	10.9	10.1	13.6	13.6	20.8	25.4	32.63

Absolutes Minimum . . . 513.5 Nov. 1903 } Differenz 40.3
„ Maximum . . . 553.8 Febr. 1903 }

Das Jahresmittel des Barometerstandes wird aus dem Zeitabschnitte 1894 bis 1903 zu 539.46 mm, d. i. etwas größer gefunden als von Dr. F. Klengel, welcher dasselbe zu 538.24 mm angab.

Der jährliche Gang des Luftdruckes zeigt sowohl auf dem Gipfel des Pic du Midi, wie in der Fußstation Bagnère de Bigorre, das Hauptminimum im März und das Hauptmaximum in beiden Stationen im Juli. Ein sekundäres Minimum ist auf dem Pic im Dezember bloß angedeutet, in Bagnère aber im November deutlich erkennbar. Die Beobachtungsperiode 1882 bis 1894 ergab das Hauptminimum auf dem Pic im Monat April und das Hauptmaximum im August.

Tabelle II. Täglicher Gang des Luftdruckes, Abweichungen vom Mittel in hundertstel Millimeter, 1894—1903.

	3	6	9	12	15	18	21	24	Ampl.
Januar	— 16	— 37	13	17	— 13	— 3	17	9	54
Februar	— 29	— 44	1	25	— 12	4	28	26	72
März	— 25	— 44	— 1	25	— 3	2	30	18	74
April	— 36	— 53	— 12	17	7	7	41	28	94
Mai	— 39	— 46	— 13	15	9	8	42	23	88
Juni	— 44	— 48	— 18	18	16	13	41	23	89
Juli	— 35	— 46	— 13	19	22	9	29	16	75
August	— 38	— 50	— 10	17	14	6	34	28	84
September	— 20	— 34	10	26	2	— 5	17	3	51
Oktober	— 29	— 39	10	19	— 5	3	27	14	66
November	— 11	— 29	16	11	— 17	1	20	9	49
Dezember	— 9	— 32	16	17	— 21	— 5	19	13	51
Jahr	— 27	— 42	0	19	0	— 4	29	17	71
Frühjahr	— 33	— 48	— 9	19	4	6	38	23	86
Sommer	— 39	— 48	— 14	18	17	9	34	19	82
Herbst	— 20	— 34	12	19	— 7	0	21	9	55
Winter	— 18	— 38	10	20	— 15	— 1	21	16	59

Digitized by Google

Die Differenz zwischen den Monatsextremen des Barometerstandes sinkt von etwa 24 mm in den Wintermonaten auf etwa 10 mm im Juli und August herab. Die größte Barometerschwankung im Laufe der 10 Jahre beträgt 29.2 mm.

Der tägliche Gang des Luftdruckes zeigt auf dem Pic während des ganzen Jahres das für Gipfelstationen charakteristische Morgenminimum, allerdings von November bis Januar etwas abgeflacht. Das Vormittagsmaximum, welches von Oktober bis März nahe auf die Mittagszeit zu fallen scheint, verbreitert sich von April bis September über die Nachmittagsstunden und fällt im Juni und Juli, seiner Größe nach, überhaupt auf den Nachmittag. Das sekundäre Minimum der Monate Oktober bis März, welches mehr auf die Stunde 15 fällt, und in dem Monate November bis Januar besonders ausgesprochen auftritt, ist von April bis September auf eine spätere Stunde verschoben. Das Abendmaximum scheint während aller Monate mehr um die Stunde 21 einzutreten und wird von April bis August zum Hauptmaximum.

Die tägliche Schwankung des Barometers steigt im April auf 0.94 mm an, erreicht in diesem Monate ein Hauptmaximum, und zeigt im Oktober ein sekundäres Maximum 0.66 mm. Das Hauptminimum fällt, mit 0.49 mm, auf den November. Auf dem Sonnblick beträgt diese Schwankung ihren beiden Maxima nach im April und Oktober 0.77 und 0.65 mm und zeigt im November und Dezember das Minimum von 0.54 mm.

Die Zerlegung des täglichen Barometerganges in die harmonischen Komponenten ergibt für die Abweichungen Δb vom Tagesmittel in Millimetern:

Frühling . . $\Delta b = 0.285 \sin(173^\circ 55' + \theta) + 0.255 \sin(124^\circ 38' + 2\theta) + 0.016 \sin(209^\circ 42' + 3\theta)$
Sommer . . $\Delta b = 0.327 \sin(182\ 3 + \theta) + 0.217 \sin(118\ 55 + 2\theta) + 0.049 \sin(160\ 53 + 3\theta)$
Herbst . . . $\Delta b = 0.062 \sin(213\ 21 + \theta) + 0.214 \sin(132\ 55 + 2\theta) + 0.047 \sin(339\ 19 + 3\theta)$
Winter . . $\Delta b = 0.117 \sin(177\ 58 + \theta) + 0.247 \sin(190\ 29 + 2\theta) + 0.077 \sin(331\ 36 + 3\theta)$

Die einmalige tägliche Luftdruckschwankung hat ihre größte Amplitude im Sommer und der Epochenwinkel liegt nahe an 180°. Die zweimalige tägliche Luftdruckschwankung hat im Frühling und Winter eine größere, im Sommer und Herbst eine kleinere Amplitude; der Epochenwinkel liegt im zweiten Quadranten und es zeigt sich hier die Konstanz der zweimaligen täglichen Luftdruckschwankung für die ganze Erdoberfläche erneuert bestätigt. Die dreimalige tägliche Luftdruckschwankung im Laufe des Jahres zeigt denselben Wechsel des Epochenwinkels, wie derselbe auch für den Barometergang auf dem Sonnblick nachgewiesen ist [1]).

Aus dem Zeitabschnitte 1882 bis 1894 wurde eine mittlere Jahrestemperatur von — 2.1° C abgeleitet, der Zeitabschnitt 1894 bis 1903 ergibt hierfür — 1.86°, so daß aus 22 Jahren als mittlere Jahrestemperatur — 1.99° C resultiert.

Tabelle III. Monats- und Jahresmittel der Temperatur.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1894 . . .	— 10.0	— 5.2	— 6.0	— 5.4	— 2.7	3.8	6.0	7.0	0.8	— 0.6	— 3.2	— 6.7	— 2.0
1895 . . .	— 13.9	— 7.7	— 8.3	— 3.4	— 2.2	2.1	6.8	7.1	6.9	— 0.6	— 1.0	— 6.5	— 1.7
1896 . . .	— 6.5	— 6.4	— 5.7	— 6.2	— 3.8	1.7	6.4	2.2	2.6	— 5.0	— 7.9	— 8.0	— 3.1
1897 . . .	— 9.8	— 4.9	— 5.0	— 4.1	— 1.4	5.0	7.1	5.9	1.8	— 0.6	— 1.6	— 6.8	— 1.2
1898 . . .	— 4.1	— 7.8	— 8.8	— 5.0	— 3.3	1.8	8.5	8.8	5.7	0.0	— 4.9	— 4.2	— 1.1
1899 . . .	— 7.0	— 4.7	— 5.7	— 3.6	— 1.2	1.8	6.1	7.8	3.9	2.7	— 1.3	— 6.4	— 0.7
1900 . . .	— 9.4	— 7.0	— 11.0	— 5.3	— 2.1	4.1	7.1	5.2	4.9	0.2	— 6.8	— 3.4	— 2.0
1901 . . .	— 7.5	— 12.7	— 10.5	— 3.2	— 2.1	5.2	5.3	6.8	2.2	— 2.3	— 5.5	— 8.5	— 2.7
1902 . . .	— 5.8	— 8.8	— 5.5	— 2.9	— 5.0	0.8	8.1	6.0	2.1	— 2.8	— 4.5	— 6.9	— 2.1
1903 . . .	— 7.0	— 3.6	— 6.3	— 6.2	— 2.5	1.1	5.2	7.1	2.7	— 0.1	— 5.0	— 10.2	— 2.1
Mittel . .	— 8.1	— 6.9	— 7.3	— 4.5	— 2.6	2.7	6.7	6.4	3.4	— 0.9	— 4.2	— 6.8	— 1.86
1882—1894	— 8.0	— 7.9	— 7.1	— 5.8	— 1.0	2.9	5.7	6.7	3.0	— 2.0	— 4.2	— 7.1	— 2.1

[1]) Sitzungsbericht d. kaiserl. Akad. d. Wissenschaften in Wien. Math.-naturw. Kl.. Bd. CX, Abt. II, S. 307.

Digitized by Google

Das Minimum der mittleren Monatstemperatur tritt im Mittel des ganzen Zeitraumes 1882 bis 1903 im Monat Januar mit etwa — 8° C ein. Das Maximum, mit 6.1° C, im Zeitabschnitt 1882 bis 1894, fällt auf den August und jenes von 6.7° C im Zeitabschnitte 1894 bis 1903 auf den Monat Juli. Die mittleren Temperaturextreme ergaben im Monat Juli die höchsten Werte. Die Jahresschwankung der mittleren Monatstemperatur ist 14.8° C, jene der mittleren Extreme 22.2° C.

Die Temperaturmittel der Monate Oktober bis März liegen unter dem Gefrierpunkte, jene der Monate Juni bis September über demselben. In den letzteren vier Monaten weisen die Beobachtungen in den 10 Jahren 1894 bis 1903 15, 5, 6 und 14 Tage, das sind 37 Tage mit Frost, somit 85 frostfreie Tage im Mittel aus. Aber die frostfreien Tage sind nicht auf die bezeichneten vier Monate beschränkt, es finden sich im Mittel im Oktober 8 frostfreie Tage und vereinzelt treten dieselben auch in allen anderen Monaten, vornehmlich im März, April, Mai und November auf.

Das Mittel der Monatstemperaturen von März bis Mai beträgt — 4.8° C, jenes der Monate September bis November — 0.6° C, das Frühjahr ist somit, wie auch Dr. Klengel bemerkte, auf dem Pic wesentlich kälter als der Herbst.

Tabelle IV. Täglicher Gang der Temperatur in Abweichungen vom Mittel.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
3 . .	- 0.76	- 1.05	- 1.39	- 1.55	- 1.83	- 1.73	- 1.89	- 1.76	- 1.26	- 1.05	- 0.77	- 0.80	- 1.32
6 . .	- 0.94	- 1.10	- 1.57	- 1.56	- 1.56	- 1.33	- 1.46	- 1.63	- 1.46	- 1.19	- 0.85	- 0.89	- 1.30
9 . .	0.30	0.30	0.55	0.86	1.03	0.77	1.02	1.06	0.82	0.64	0.43	0.31	0.67
12 . .	1.65	2.11	2.44	2.64	2.81	2.41	2.55	2.57	2.49	2.10	1.83	1.70	2.27
15 . .	1.13	1.53	1.86	1.84	2.11	1.93	2.05	1.99	1.72	1.34	1.09	0.96	1.63
18 . .	- 0.24	- 0.38	- 0.11	- 0.10	0.26	0.37	0.46	0.37	- 0.03	- 0.29	- 0.42	- 0.29	- 0.03
21 . .	- 0.45	- 0.62	- 0.69	- 0.88	- 1.08	- 1.03	- 1.17	- 1.09	- 1.02	- 0.67	- 0.56	- 0.38	- 0.80
24 . .	- 0.70	- 0.77	- 1.10	- 1.24	- 1.50	- 1.38	- 1.56	- 1.52	- 1.24	- 0.86	- 0.75	- 0.61	- 1.10
Ampl.	2.59	3.21	4.01	4.20	4.64	4.14	4.44	4.33	3.95	3.29	2.68	2.59	3.57
87—90	2.5	3.8	4.2	4.7	4.9	5.0	4.4	4.5	4.2	3.6	3.0	2.6	3.97

Tabelle V. Absolute Minima der Temperatur.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1894	- 28.0	- 18.0	- 18.0	- 12.6	- 11.0	- 9.0	- 4.0	- 3.0	- 11.0	- 12.6	- 16.0	- 21.0	- 28.0
1895	- 27.0	- 26.5	- 26.0	- 14.7	- 12.9	- 6.0	- 3.8	- 4.8	- 0.8	- 17.0	- 16.2	- 17.8	- 27.0
1896	- 22.1	- 19.7	- 27.7	- 17.0	- 14.0	- 7.2	- 2.3	- 6.6	- 10.0	- 13.5	- 16.6	- 20.8	- 27.7
1897	- 26.6	- 13.0	- 17.8	- 14.6	- 10.6	- 3.6	- 2.7	- 5.2	- 11.0	- 12.4	- 14.6	- 20.7	- 26.6
1898	- 13.7	- 21.3	- 20.4	- 15.0	- 10.8	- 8.6	- 1.3	- 3.8	- 7.7	- 10.6	- 15.0	- 16.8	- 21.3
1899	- 21.0	- 14.8	- 23.0	- 15.0	- 11.9	- 7.0	- 8.0	0.4	- 7.6	- 4.2	- 8.2	- 20.8	- 23.0
1900	- 21.8	- 15.2	- 26.7	- 19.0	- 12.8	- 4.2	- 7.6	- 6.0	- 1.2	- 17.0	- 15.7	- 15.0	- 26.7
1901	- 22.6	- 27.8	- 21.7	- 15.3	- 15.2	- 9.0	- 3.4	- 6.1	- 7.8	- 11.8	- 18.0	- 21.7	- 27.8
1902	- 24.0	- 26.8	- 16.1	- 13.3	- 18.6	- 11.7	- 4.8	- 3.7	- 10.2	- 11.2	- 13.1	- 27.1	- 27.1
1903	- 26.8	- 20.4	- 18.6	- 17.2	- 12.8	- 11.2	- 6.8	- 6.8	- 10.3	- 12.0	- 18.0	- 22.0	- 26.8
Mittel	- 23.4	- 20.4	- 21.6	- 15.3	- 13.1	- 7.8	- 4.5	- 4.6	- 7.8	- 12.2	- 15.1	- 20.4	- 26.2

Tabelle VI. Absolute Maxima der Temperatur.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1894	4.8	8.0	5.8	6.0	8.6	16.2	14.8	15.8	14.0	7.7	9.0	6.8	16.2
1895	— 2.6	0.4	5.0	7.8	8.4	13.7	16.4	17.2	15.3	11.4	10.8	3.4	17.2
1896	4.8	5.0	7.2	6.0	10.2	12.6	17.0	11.8	12.6	7.3	4.0	6.3	17.0
1897	0.6	8.1	9.0	8.6	9.4	15.6	18.2	14.7	12.0	11.0	6.2	4.7	18.2
1898	6.8	3.8	7.9	5.0	6.0	12.4	18.6	19.0	16.3	12.0	8.0	8.0	19.0
1899	3.8	5.0	5.0	8.8	9.4	14.0	16.0	16.0	14.3	10.1	5.8	5.4	16.0
1900	2.2	3.7	1.0	11.4	9.0	14.2	19.0	15.6	14.2	10.4	5.6	7.2	19.0
1901	8.2	2.4	1.4	7.8	10.4	14.4	15.7	16.6	13.5	10.0	4.6	6.2	16.6
1902	7.8	2.2	8.4	7.2	11.8	15.0	20.0	15.8	11.7	9.4	5.2	5.4	20.0
1903	4.8	11.2	8.9	8.8	11.4	16.2	16.2	16.4	17.4	10.7	6.8	— 1.2	17.4
Mittel	4.1	5.0	6.0	7.7	9.5	14.4	17.2	15.9	14.1	10.0	6.6	5.3	17.7

Im täglichen Gange erreicht die Temperatur, wahrscheinlich etwas nach Mittag, ein Maximum und nimmt von da an wieder ab. Um 3^p (15^h) wird dieselbe stets kleiner gefunden als um Mittag. Das Minimum der Tagestemperatur tritt von

Digitized by Google

September bis März um 6^a, von März bis August um 3^a ein. Die tägliche periodische Schwankung beträgt von März bis August über 4°C, von November bis Januar nur 2.6°C. Die aperiodische Tagesschwankung, welche von Dezember bis März 36.5°C erreicht, sinkt von Juni bis August auf 26.9°C herab. In den Monaten von Juni bis September, deren Mittel über dem Gefrierpunkte liegen, treten mitunter recht tiefe Minimaltemperaturen ein; so wurden z. B. am 16. Juni 1902 —11.7°C, am 15. Juni 1903 —11.2°C, am 3. Juli 1899 —8.0°C, am 8. August 1896 —6.6°C, am 16. August 1903 —6.8°C aufgezeichnet. Dagegen finden sich als Maximaltemperaturen am 23. Januar 1901 8.2°C und am 19. Februar 1903, während eines Barometermaximums, 11.2°C. Das tiefste absolute Minimum von —34.8°C fiel in den Januar 1891; während der 10 Jahre 1894 bis 1903 betrug dasselbe —28°C und wurde am 19. Januar 1894 aufgezeichnet. Die höchsten Maximaltemperaturen von 19°C und 19.2°C wurden am 19. Juli 1900 und am 9. August 1886 beobachtet. Die im Laufe der Jahre eingetretene höchste Temperaturschwankung beträgt somit 54.0°C.

Das Jahresmittel der Temperatur in Bagnère de Bigorre ist 10.6°C. Das niedrigste Monatsmittel von 3.6°C zeigt der Januar, das höchste von 18.0°C der August, die jährliche Temperaturschwankung beträgt sonach 14.4°C. Die mittleren Temperaturminima sinken hier während des ganzen Jahres nicht mehr unter den Gefrierpunkt herab, ihre Differenz beträgt 9.5°C. Absolute Minima unter Null Graden sind in den fünf Monaten Mai bis September überhaupt nicht verzeichnet, dieselben sind frostfrei. Während der 10 Jahre 1894 bis 1903 trat das tiefste Minimum von —14.5°C am 5. Januar 1894, das höchste Maximum von 36.9°C am 21. August 1898 ein; die größte beobachtete Temperaturschwankung beträgt somit 51.4°C.

Der jährliche Gang der Temperaturabnahme mit der Höhe zwischen Bagnère de Bigorre und dem Pic du Midi, das ist über eine Höhendifferenz von 2312 m, zeigt in der Beobachtungsreihe 1894 bis 1903 eine gute Übereinstimmung mit jener, welche Dr. Klengel aus dem Zeitabschnitte 1888 bis 1892 abgeleitet hat, wie aus der nachfolgenden Zusammenstellung ersichtlich ist:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1894—1903	0.51	0.53	0.61	0.61	0.61	0.55	0.49	0.48	0.55	0.53	0.51	0.47	0.54
1888—1892	0.52	0.57	0.61	0.63	0.62	0.57	0.53	0.52	0.53	0.53	0.51	0.50	0.55

Von März bis Mai erfolgt die Temperaturabnahme am raschesten, im Juli, August und Dezember am langsamsten.

Zu Zeiten barometrischer Maxima wird die Abnahme der Temperatur mit der Höhe sehr vermindert, ja zuweilen umgekehrt. So z. B. war bei Barometerständen von 544.9 bis 543.9 mm

		25. Januar 1898						26. Januar 1898					
		Temperatur			Rel. Feuchtigkeit			Temperatur			Rel. Feuchtigkeit		
		6^h	12^h	21^h	6^h	12^h	21^h	6^h	12^h	21^h	6^h	12^h	21^h
Pic du Midi . .	2859 m	—4.4	1.8	0.8	22	14	8	—1.0	3.8	—1.0	6	5	7
Bagnère	547	—3.0	0.5	—1.8	86	98	100	—1.9	9.3	0.9	57	40	61
Toulouse . . .	194	0.0	0.0	—1.0	100	100	100	—1.1	0.0	1.5	100	100	100

bei völlig klarem Himmel auf dem Pic und in Bagnère und einer Bewölkung 10 in Toulouse. Das Auftreten barometrischer Maxima ist häufig von einer ganz außergewöhnlichen Trockenheit begleitet, welche unter 10 Proz. relativer Feuchtigkeit absinkt und sich zuweilen während ganzer Tage erhält.

Im täglichen Gange nimmt die relative Feuchtigkeit am Vormittag ab, gegen Mittag und Nachmittag zu und gegen Abend ab. Die Luft ist auf dem Pic du

Digitized by Google

Midi im allgemeinen trockener als zum Beispiel auf dem Sonnblick; die Mittelwerte jedoch, welche für die relative Feuchtigkeit angegeben werden, haben, sowie jene für die Bewölkung, eine ganz andere Bedeutung als jene anderer Beobachtungselemente. Während der mittlere Barometerstand auch derjenige ist, welcher wirklich am häufigsten beobachtet wird, treten die mittleren Werte der relativen Feuchtigkeit, sowie jene der Bewölkung verhältnismäßig recht selten ein. Ein höherer oder niedrigerer Wert des Mittels der relativen Feuchtigkeit kommt danach zustande, ob die höhere oder die niedrige Feuchtigkeit häufiger oder weniger häufig eingetreten ist; die mittleren Feuchtigkeitsgehalte können dabei verhältnismäßig seltener aufgezeichnet worden sein.

Tabelle VII. Monats- und Jahresmittel der relativen Feuchtigkeit in Prozenten.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1894	74	47	63	87	80	70	64	55	74	67	65	58	67
1895	92	80	78	61	86	75	69	65	69	70	72	75	74
1896	47	55	74	73	86	79	70	76	75	78	77	80	73
1897	76	64	74	78	74	70	66	70	73	54	68	64	69
1898	48	64	78	76	84	76	58	57	72	69	78	47	67
1899	63	67	64	65	80	81	67	73	67	74	49	64	68
1900	80	83	76	70	69	71	66	73	79	70	86	53	73
1901	58	60	86	73	86	72	75	60	85	77	44	71	71
1902	48	82	70	76	82	72	57	54	65	67	71	63	67
1903	54	32	57	56	75	76	66	54	68	66	61	79	62
Mittel . . .	64	63	72	72	80	74	66	64	73	69	67	65	69

Tabelle VIII. Täglicher Gang der relativen Feuchtigkeit in Prozenten.

	3	6	9	12	15	18	21	24
Frühling	77.0	75.3	68.6	66.4	74.3	80.9	80.1	78.7
Sommer	66.8	65.7	60.6	63.7	71.3	74.4	72.1	68.4
Herbst	70.0	70.6	64.8	63.3	70.5	74.8	72.0	70.2
Winter	66.8	67.3	62.8	58.8	61.6	64.6	64.9	66.5
Jahr	70.2	69.7	64.2	63.1	69.4	73.7	72.3	70.9

Tabelle IX. Jahres- und Monatsmittel der Bewölkung.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1894	5.2	2.8	4.0	7.5	6.1	4.3	3.3	3.1	5.8	4.6	4.5	4.4	4.6
1895	7.7	5.4	5.8	6.1	6.6	5.7	3.4	3.6	4.1	5.6	5.5	5.9	5.5
1896	2.4	2.9	5.4	4.8	8.0	6.2	4.3	6.2	4.9	6.1	6.0	6.8	5.3
1897	6.9	5.6	6.6	7.0	5.0	5.6	3.5	4.5	5.3	3.7	5.2	5.1	5.3
1898	3.5	4.9	6.1	6.1	7.3	5.7	2.9	3.4	4.3	6.2	6.4	3.1	5.0
1899	5.4	6.0	4.8	5.5	6.4	6.3	4.3	5.0	4.5	6.0	3.0	5.1	5.2
1900	7.4	8.2	6.5	5.4	6.0	5.3	4.6	5.0	5.6	4.8	7.7	5.2	5.9
1901	5.0	4.7	7.3	6.5	7.6	5.5	6.1	4.3	6.8	6.1	3.0	5.4	5.7
1902	4.0	7.4	6.1	7.2	7.1	5.9	4.8	4.4	5.3	5.7	6.1	5.2	5.8
1903	5.1	2.7	5.4	5.1	7.1	6.9	4.9	3.8	6.0	5.9	5.5	6.8	5.4
Mittel . . .	5.3	5.1	5.8	6.1	6.7	5.7	4.2	4.3	5.3	5.5	5.3	5.3	5.4

Täglicher Gang der Bewölkung.

	3	6	9	12	15	18	21	24
Frühjahr	5.5	6.0	6.1	6.5	7.2	7.2	5.8	5.5
Sommer	3.6	4.2	4.4	5.4	6.3	6.3	4.5	3.8
Herbst	4.3	5.4	5.4	5.8	6.6	6.1	4.7	4.4
Winter	5.1	5.6	5.6	5.3	5.8	5.3	4.7	4.9
Jahr	4.6	5.3	5.4	5.7	6.5	6.2	4.9	4.7

Das Jahresmittel der Bewölkung beträgt auf dem Pic 5.4, ist somit geringer wie auf dem Sonnblick mit 6.3. Im jährlichen Gange wächst die Bewölkung von einem sekundären Minimum 5.1 im Februar zu dem Hauptmaximum 6.7 im Mai an, um in den Monaten Juli und August auf 4.2 und 4.3 abzusinken und erneuert ein wenig ausgesprochenes Maximum von 5.5 im Oktober zu erreichen. Die ganz reinen Tage, an welchen zu keiner Stunde des Tages eine größere Bewölkung als 1

Digitized by Google

beobachtet wird, sind aber, ebenso wie die ganz trüben Tage, an welchen die Bewölkung zu keiner Stunde des Tages unter 9 sinkt, nicht häufig.

Im täglichen Gange nimmt die Bewölkung von den Morgenstunden bis gegen die Stunde 15 zu und von da an wieder ab.

In Bagnère de Bigorre sind zwar die Mittelwerte der relativen Feuchtigkeit höher als auf dem Pic, trotzdem muß die Luft im allgemeinen als trockener bezeichnet werden, da relative Feuchtigkeitsgehalte von 100 Proz., die auf dem Pic mitunter tagelang anhalten, in Bagnère recht selten eintreten. Dagegen sinkt aber in diesem Orte die relative Feuchtigkeit nie so weit, wie auf dem Gipfel ab, wenngleich Prozentgehalte unter 50 ziemlich häufig auftreten.

Das Jahresmittel der Bewölkung beträgt in Bagnère 6.1, die Zahl der ganz reinen Tage wird dortselbst im Mittel zu 38, jene der trüben Tage zu 80 gefunden; es mag hierzu allerdings der Umstand beitragen, daß nur von drei Tagesstunden Beobachtungen vorliegen, während es auf dem Pic vorkommt, daß z. B. an sieben Tagesstunden die Bewölkung 0, an einer Tagesstunde jene 10 notiert ist, wodurch dieser Tag nicht mehr als heiter zu nehmen ist, wenn an obiger Definition festgehalten wird.

Tabelle X. Niederschlagsmenge in Millimetern.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1894	171.3	40.2	209.2	264.0	81.0	64.4	64.4	38.8	89.2	52.0	71.4	200.0	1345.9
1895	420.6	65.6	218.1	56.0	177.7	164.3	17.4	35.9	38.4	88.2	52.4	262.3	1596.9
1896	100.2	41.4	221.6	133.4	271.9	123.2	60.6	173.2	41.4	162.6	211.0	173.1	1713.6
1897	231.6	138.1	184.7	217.3	69.7	116.0	197.4	125.2	87.3	120.4	53.0	103.4	1643.7
1898	27.4	146.0	169.8	210.1	174.1	105.8	9.0	16.9	216.5	127.5	114.8	101.7	1419.6
1899	232.1	52.7	66.1	120.8	151.9	111.7	51.4	104.4	34.9	71.8	30.6	148.1	1176.5
1900	456.9	238.8	233.3	266.6	90.2	141.3	201.4	61.0	156.4	37.5	268.8	99.3	2251.5
1901	147.2	93.3	228.6	178.4	133.3	37.4	133.2	149.8	184.0	95.3	54.9	111.4	1546.8
1902	95.2	100.4	120.1	128.9	387.6	111.4	86.1	179.8	95.9	104.4	120.8	135.5	1556.1
1903	61.2	58.5	229.8	113.6	11.2	177.0	49.1	27.8	189.1	128.1	220.7	231.6	1497.7
Mittel	194.4	97.5	188.1	168.9	154.9	115.3	87.0	91.3	113.3	98.8	118.8	156.6	1584.8

Die mittlere Niederschlagsmenge beträgt auf dem Pic du Midi 1584.8 mm, aber zwischen den Niederschlagsmengen der einzelnen Jahre besteht ein großer Unterschied. So ergab das Jahr 1899 bloß 1176.5 mm Niederschlagshöhe, das Jahr 1900 aber 2257.5, d. i. nahezu das Doppelte. Im Mittel ergeben sich aus den zehn Jahren 1894 bis 1903 die größten Niederschlagsmengen: in den Monaten Januar 194.4, und März 188.1; auf den Februar fällt ein sekundäres Minimum von 97.5 mm und auf den Juli das Hauptminimum von 87.0 mm Niederschlagshöhe. Mitunter sind sehr beträchtliche Niederschlagsmengen verzeichnet, so am 3. Januar 1899 106.2 mm, am 1. Januar 1901 101.3 mm, am 3. Juli 1897 113.8 mm, am 6. Juli 1900 101.0 mm, am 29. April 1894 90.0 mm, am 2. Oktober 1897 99.0 mm. Dieselben sind von 7ᵃ des vorhergehenden Tages bis zu 7ᵃ des Beobachtungsdatums gefallen.

In Bagnère de Bigorre ist die mittlere Niederschlagshöhe, aus dem Zeitabschnitte 1894 bis 1903 berechnet: 1373.2 mm; im Mai erreicht die Niederschlagshöhe im Mittel den Wert 166.7 mm, im Juli sinkt derselbe auf 90.2 mm ab. Während auf dem Gipfel 166 Tage mit Niederschlag, darunter 118 mit Schnee und 35 mit Regen verzeichnet werden, ergibt Bagnère 184 Tage mit Niederschlag und darunter 14 Tage mit Schnee. Graupel oder Hagel sind in beiden Stationen sehr selten aufgezeichnet worden.

Die Zahl der Gewitter beträgt im Mittel auf dem Gipfel 29, in Bagnère 33. Der Gewitterrückgang im Monat Juni[1]) spricht sich in beiden Stationen in ein-

[1]) Sitzungsbericht d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, Bd. CXVI, Abt. IIa, 1907, S. 723.

Digitized by Google

zelnen Jahren recht deutlich aus. Die zehn Jahre 1894 bis 1903 ergaben für die Drittelmonate:

	Mai			Juni			Juli			August			September		
Pic	3	8	16	14	11	16	12	19	17	21	14	15	16	8	7
Bagnère	9	18	26	18	11	20	12	21	14	17	13	21	16	11	12

In den Jahren 1894/95 und 1896 sind auf dem Gipfel auffallend wenig Gewitter verzeichnet, so daß der Unterschied in der mittleren Anzahl der jährlichen Gewitter dadurch erklärlich wird.

Die Windverhältnisse auf dem Pic und in Bagnère.

Am häufigsten treten auf dem Pic du Midi SW- und W-Winde auf, am seltensten Winde aus E und SE. In den Monaten Juli und August sind die SW- und W-Winde, von Dezember bis zum März die N-Winde, von November bis Mai die NE-Winde, von Dezember bis April die NW-Winde, von Mai und Juni die Windstillen am häufigsten.

Tabelle XI. Jährlicher Gang der Häufigkeit der Windrichtungen.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
N	31	31	26	26	17	14	13	15	10	22	23	30	258
NE	39	35	34	24	33	26	14	13	16	24	37	44	334
E	8	5	6	4	8	2	2	3	7	4	8	4	61
SE	4	4	5	3	4	3	4	4	8	4	10	4	57
S	7	4	6	9	10	10	8	8	14	8	16	7	107
SW	58	46	47	62	75	82	105	99	97	95	60	32	858
W	53	50	63	55	52	62	74	76	53	60	49	69	716
NW	42	36	48	43	26	19	16	16	15	20	30	49	360
Kalmen . .	10	14	13	15	23	22	12	14	20	10	8	8	169

Tabelle XII. Täglicher Gang der Häufigkeit der Windrichtungen für das Jahr.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
3	32	33	4	2	4	99	104*	44	43*
7	42*	44	7	6	9	89	98	59*	11
9	39	53*	13*	9	18	90	80	50	13
12	29	49	12	14*	26*	106	76	39	14
15	30	32	8	11	22	126*	74	43	19
18	30	34	8	8	14	121	89	48	13
21	27	49	7	4	8	107	93	46	24
24	30	40	4	3	8	117	100*	30	33*

Tabelle XIII. Täglicher Gang der Windstärke (1—6).

	3	6	9	12	15	18	21	24
Frühling	1.37	1.47	1.63	1.50	1.47	1.47	1.50	1.47
Sommer	1.27	1.30	1.33	1.27	1.20	1.17	1.23	1.37
Herbst	1.37	1.40	1.57	1.43	1.37	1.37	1.40	1.40
Winter	1.63	1.67	1.93	1.87	1.73	1.78	1.77	1.67
Jahr	1.41	1.46	1.62	1.52	1.44	1.44	1.48	1.46

Im täglichen Gange der Häufigkeit der Windrichtungen für das ganze Jahr zeigt sich in dem Zeitabschnitte 1894 bis 1903 auf dem Pic sehr ausgesprochen das Wehen des Windes von der Sonne her.

Die mittlere Windstärke beträgt auf dem Gipfel 1.48. Im Laufe des Jahres erreicht dieselbe in den Monaten November bis März die größten Werte, und ist am geringsten in den Monaten August und September:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1.8	1.7	1.6	1.5	1.3	1.3	1.3	1.2	1.2	1.4	1.5	1.8	1.48

Im täglichen Gange nimmt die Windstärke während des ganzen Jahres bis gegen 9^a zu, dann ab, zeigt um 9^p (21^h) wieder eine kleine Zunahme und danach eine erneuerte Abnahme.

Digitized by Google

Winde, welche die Stärke 4 überschreiten und die als Stürme angesehen werden können, sind von Oktober bis April am häufigsten und zwar mit einem deutlichen Maximum im Dezember, einem Minimum im Februar und einem zweiten niedrigeren Maximum im März; im Monat Juli sind sie am seltensten.

Tabelle XIV. Klima des Pic du Midi de Bigorre, 42° 57′ NBr., 2° 12′ W v. P., 2859 m.

	Luftdruck				Temperatur					Relat. Feuchtigkeit	Bewölkung	Heit. Tage 0—1	Trübe Tage 9—10
		Absol. Extreme				Mittlere Extreme		Absol. Extreme					
	Mittel	Min.	Max.	Diff.	Mittel	Min.	Max.	Min.	Max.				
Januar .	536.7	522.1	546.3	24.2	— 8.1	— 11.1	— 4.4	— 28.0	8.2	64	5.3	3.4	3.8
Februar .	536.6	525.2	544.7	19.5	— 6.9	— 10.1	— 2.8	— 26.8	11.2	63	5.1	3.0	2.1
März . .	535.1	523.8	544 5	20.7	— 7.3	— 10.6	— 2.6	— 27.7	9.0	72	5.8	2.3	4.4
April . .	537.1	527.0	544.8	17.8	— 4.5	— 7.8	0.0	— 19.0	11.4	72	6.1	1.2	3.7
Mai . . .	538.3	530.1	545.6	15.5	— 2.6	— 5.8	2.6	— 18.6	11.8	80	6.7	0.8	4.8
Juni . . .	542.2	534.7	549.0	14.3	2.7	— 0.3	7.2	— 11.7	16.2	74	5.7	0.9	3.3
Juli . . .	544.8	538.8	549.7	10.9	6.7	3.5	11.1	— 8.0	19.0	66	4.2	1.9	1.2
August .	544.6	538.5	548.6	10.1	6.4	3.2	10.8	— 6.8	19.0	64	4.3	1.9	0.7
September	543.3	535.3	549.8	13.6	3.4	0.7	7.4	— 11.0	17.4	73	5.3	0.7	2.0
Oktober .	539.6	532.0	545.6	13.6	— 0.9	— 3.7	2.8	— 17.0	12.0	69	5.5	1.4	2.6
November	538.3	525.4	546.2	20.8	— 4.2	— 6.9	— 0.1	— 18.0	10.8	69	5.3	3.5	2.9
Dezember	536.7	521.4	546.8	25.4	— 6.8	— 10.0	— 3.2	— 27.1	8.0	65	5.3	2.9	4.1
Jahr . .	539.5	521.7	550.9	29.2	— 1.86	— 4.93	2.36	— 28.0	19.0	69	5.4	23.7	35.6

	Niederschlagshöhe in mm		Tage mit												
	Mittel	Max. an einem Tage	Niederschlag	●	✳	⊿	▲	≡	Frost	⏍	⌴	♈	∼	♋	Sturm
Januar . .	194.4	106.2	14.9	0.1	14.0	—	—	8.6	30.9	—	2.5	2.8	0.7	—	2.5
Februar .	97.5	49.4	11.6	—	11.4	—	—	7.2	28.1	—	2.8	4.5	—	—	1.4
März . .	188.1	60.3	16.5	—	15.2	—	—	10.9	30.5	—	4.0	4.8	0.3	—	2.1
April . .	168.9	90.0	16.6	0.4	14.3	—	—	11.0	29.7	0.2	1.8	2.8	0.5	1.0	1.4
Mai . . .	154.9	56.0	19.5	1.5	16.7	—	0.2	12.2	29.0	0.2	2.5	12.8	0.3	3.7	0.5
Juni . . .	115.3	66.0	13.3	5.5	5.3	—	0.4	6.9	15.1	0.2	3.5	3.5	2.0	5.7	0.4
Juli . . .	87.0	113.8	9.0	7.2	1.6	—	0.4	3.4	4.8	2.7	2.2	—	1.2	6.4	0.2
August .	91.3	86.8	9.8	7.6	1.8	—	—	4.1	6.3	4.5	1.3	—	0.7	7.0	0.4
September	113.3	62.0	13.7	8.8	5.4	0.1	—	6.1	11.0	5.2	3.8	1.8	1.0	4.3	0.4
Oktober .	98.8	99.0	13.7	3.0	8.3	—	—	7.2	23.2	—	7.7	1.5	1.3	0.6	1.7
November	118.8	46.6	12.4	1.1	10.4	—	—	8.3	29.1	0.2	5.6	2.8	0.3	0.4	1.6
Dezember	156.6	67.6	15.1	—	13.5	—	—	10.1	36.8	0.2	3.3	4.8	0.7	0.1	3.7
Jahr . . .	1584.8	113.8	166.1	35.2	117.9	0.1	1.0	96.0	26.8	15.2	41.3	41.8	9.0	29.0	16.2

Beobachtungen über: ⏍ 1898—1903, ⌴ 1898—1903, ♈ 1899, 1901—1903, ∼ 1898—1903, ♋ 1897—1903.

Tabelle XV. Das Klima von Bagnère de Bigorre (Observatoire[1]), 1894—1903, 43° 4′ NBr., 2° 11′ W v. P., 547 m.

	Luftdr. Mittel	Temperatur					Rel. Feuchtigkeit	Bewölkung	Niederschlagshöhe mm	Tage mit				
		Mittel	Mittl. Extreme Min.	Mittl. Extreme Max.	Abs. Extreme Min.	Abs. Extreme Max.				Niederschlag	Schnee	⊿	▲	Gewitter
Januar .	716.5	3.6	0.0	8.4	— 14.5	18.3	69.3	5.4	112.9	13.0	3.4	0.2	—	—
Februar .	715.6	5.4	1.0	10.8	— 12.8	26.4	68.1	5.8	63.1	10.7	2.2	0.3	—	0.1
März . .	713.9	6.8	2.6	12.3	— 10.7	27.4	68.5	6.4	136.1	15.2	4.3	0.9	—	1.0
April . .	714.6	9.7	5.4	15.3	— 2.7	28.2	69.5	6.8	131.9	17.1	1.0	0.3	0.1	2.5
Mai . . .	714.6	11.5	7.4	18.0	0.0	28.7	73.1	7.2	166.7	21.6	0.3	1.2	0.3	6.5
Juni . . .	716.2	15.4	11.1	21.2	2.8	32.5	73.2	6.4	125.0	17.7	—	—	0.3	5.5
Juli . . .	717.2	18.0	13.6	23.9	6.5	34.8	72.8	6.1	90.2	14.2	—	—	—	5.6
August .	717.0	17.6	13.1	23.8	6.5	36.9	73.1	5.6	93.0	14.1	—	0.1	0.1	6.1
September	716.7	16.1	11.8	22.0	2.3	35.0	73.3	5.7	116.6	14.0	—	—	—	4.4
Oktober .	715.0	11.3	7.4	16.8	— 2.4	28.8	76.1	5.9	94.8	16.0	0.1	0.1	—	0.9
November	714.6	7.5	3.9	11.6	— 6.0	27.2	75.5	6.2	116.1	14.7	1.4	0.2	—	0.5
Dezember	715.6	4.5	0.9	9.3	— 9.0	16.7	72.2	6.0	126.8	15.7	1.6	—	—	0.2
Jahr . .	715.6	10.6	6.5	16.0	— 14.5	36.9	72.1	6.1	1373.2	181.0	14.3	3.2	0.8	33.3

[1]) Die Beobachtungen der Jahre 1894 bis 1895 sind von Dr. Gandy angestellt. Im Jahre 1896 begannen Beobachtungen in einem eigenen Observatorium, zuerst neben jenen von Dr. Gandy; später hörten die letzteren auf.

Digitized by Google

Das Jahresmittel der Windstärke aus dem Zeitabschnitte 1895 bis 1903 beträgt in Bagnère 0.8 der sechsteiligen Skala. Im Dezember und im April steigt die mittlere Windstärke bis 0.9 an, im Juli fällt sie zu dem Minimum von 0.6 ab. Die Häufigkeit der NW-Winde ist hier am größten, jene der SW-Winde 13 mal geringer, der N-Winde etwa die Hälfte, ebenso jene der Windstillen. Bagnère de Bigorre ist durch verhältnismäßig ruhige Luft ausgezeichnet.

Kleinere Mitteilungen.

† **Albert Lancaster.** Am 4. Februar starb der sehr verdiente Meteorologe und Chef des Meteorologischen Dienstes am Königlichen Observatorium in Uccle bei Brüssel, Albert Lancaster, einer der Mitbegründer der geachteten Zeitschrift „Ciel et Terre". Lancaster hat die Meteorologie durch zahlreiche Arbeiten gefördert, von welchen wir nur die mehrfachen wertvollen Studien über das Klima zu Brüssel in dem Annuaire Meteorologique, die Arbeit: la pluie en belgique in den Annales de l'Observatoire 1881, der später 1895 die große Regenkarte von Belgien folgte, dann die sehr verdienstliche Monographie Climat du Congo hier nennen wollen.

Albert Lancaster war geboren in Mons am 24. Mai 1849, trat noch sehr jung in den Dienst des Königlichen Observatoriums ein, wo er vom Jahre 1898 an den Posten des wissenschaftlichen Direktors des meteorologischen Dienstes bekleidete.

Über die Intensität der Sonnenstrahlung in Wien. Während des Journaldienstes an der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie in Wien werden seit März 1904 regelmäßige Messungen der absoluten Intensität der Sonnenstrahlung mit Ångströmschen Kompensationspyrheliometern angestellt. Die Resultate derselben bis zum September 1906 hat Herr Dr. R. Schneider nun bearbeitet; sie werden demnächst im Anhange des Jahrbuches der k. k. Zentralanstalt (Neue Folge, 43. Band) erscheinen.

Die hauptsächlichen Ergebnisse der Bearbeitung dieser von etwa 10 verschiedenen Personen ausgeführten Beobachtungen sollen im folgenden mitgeteilt werden. Wegen der ungünstigen Stadtlage des Beobachtungsortes (Hohe Warte, im Norden der Stadt) konnten die Messungen zur Bestimmung der Solarkonstante und ähnlichen Uutersuchungen nicht verwendet werden, so daß sich Herr Dr. Schneider darauf beschränkte, die Monats- und Jahressummen der Strahlung für Wien zu berechnen. Diese Zahlen sind im Vergleiche zu denen anderer Orte nicht uninteressant.

Die Reduktion geschah in folgender Weise: Für alle bei klarem Himmel erhaltenen Beobachtungswerte — es wurde meist von 2 zu 2 Stunden gemessen, so oft dies möglich war — wurde die Sonnenhöhe bestimmt und zunächst Kurven konstruiert, welche für die vier meteorologischen Jahreszeiten die Abhängigkeit der Strahlungsintensität (auf zur Strahlung senkrechten Flächen) von der Sonnenhöhe geben. Hier mußten Vor- und Nachmittagsbeobachtungen vereinigt werden. Aus diesen Kurven konstruierte Herr Dr. Schneider für 12 über das ganze Jahr gleichmäßig verteilte Tage Strahlungsdiagramme, indem für die betreffenden Tage für jede Stunde die Sonnenhöhen berechnet und aus den obengenannten Kurven die zugehörigen Intensitäten der Strahlung entnommen wurden. So ergab sich der tägliche Gang derselben für jene 12 Tage, allerdings ohne Trennung von Vor- und Nachmittag.

Alle diese Diagramme wurden umgewandelt in solche für die horizontale Fläche, so daß der tägliche Gang der Strahlung auf die Horizontalebene für die 12 Tage erhalten wurde. Durch Planimetrierung dieser Diagramme ergaben sich dann weiter Stunden- und ganze Tagessummen. Letztere seien hier in Gramm-Kalorien pro Quadratcentimeter mitgeteilt (auch für die Fläche senkrecht zur Strahlung).

Zur Strahlung	1. Jan.	31. Jan.	1. März	1. April	30. April	1. Juni	1. Juli	30. Juli	1. Sept.	1. Okt.	30. Okt.	1. Dez.
senkrechte Fläche .	253.5	329.5	463.2	596.9	698.3	737.7	725.3	683.4	599.5	495.7	362.8	275.3
horizontale „	66.0	105.8	192.8	318.2	424.0	481.7	479.1	418.1	333.5	231.7	128.3	72.4
mit Bewölkung . .	16.4	33.5	75.7	149.0	228.1	277.4	290.4	272.1	202.2	109.9	42.6	17.7

Digitized by Google

Trägt man diese Werte in Kurven auf, so erhält man den jährlichen Gang der Strahlung für die beiden Flächenstellungen. Diese gelten natürlich zunächst für wolkenlosen Himmel. Aus 27 jährigen Registrierungen des Sonnenscheins in Wien hat Herr Dr. Schneider nun für den Beginn jedes Monats stündliche Mittel der Sonnenscheindauer gebildet, um die Strahlung auf die Horizontale bei wolkenlosem Himmel auf den normal bewölkten Himmel zu reduzieren. Durch diese Reduktion ergaben sich die effektiven Tagessummen der Strahlung mit Berücksichtigung der Bewölkung, welche an dritter Stelle in obiger Tabelle verzeichnet sind. Man sieht, daß das Maximum der Strahlung, das ohne Bewölkung mit 499 g-Cal auf Mitte Juni fällt, durch Hinzutreten dieser sich etwas verzögert (nach der graphischen Darstellung 290 g-Cal zu Ende Juni). Das Minimum der effektiven Tagesstrahlung beträgt im Mittel 13 g-Cal (im Dezember).

Es bietet nun keine Schwierigkeiten, die drei Kurven über die einzelnen Monate und das Jahr zu planimetrieren und so Monats- und Jahressummen der „senkrechten", der „horizontalen" und der „effektiven" Strahlung zu erhalten. Herr Dr. Schneider fand hierfür die folgenden Werte; die Monatssummen, durch die Anzahl der Monatstage dividiert, geben mittlere Tagessummen der Strahlung. Alle Größen sind in Gramm-Kalorien pro Quadratcentimeter ausgedrückt.

	Senkrechte Strahlung	Mittlere Tagessumme	Strahlung auf die Horizontale	Mittlere Tagessumme	Proz. der senkrechten Strahlung	Effektive Strahlung	Mittlere Tagessumme	Proz. der horizontalen Strahlung	Proz. der vertikalen Strahlung
Januar	8678	280	2570	83	29.6	701	23	27.3	8.1
Februar . . .	10968	392	4026	144	36.7	1449	52	36.0	13.2
März	16340	527	7805	252	47.8	3381	109	43.3	20.7
April	19480	649	11176	372	57.4	5666	189	50.7	29.1
Mai	22392	722	14192	458	63.4	7924	256	55.8	35.4
Juni	22018	737	14580	486	66.2	8602	287	59.0	39.0
Juli	21892	706	13996	451	63.9	8795	284	62.8	40.1
August. . . .	19914	642	11696	377	58.7	7487	242	64.6	37.6
September . .	16560	552	8778	293	53.0	4762	159	54.2	28.7
Oktober . . .	13070	422	5554	179	42.5	2238	72	40.3	17.1
November . .	9370	312	2832	94	30.2	866	29	30.6	9.2
Dezember . .	7770	251	2009	65	25.9	464	15	23.1	6.0
Jahr	188452	516	99214	272	52.6	52335	143	52.7	27.7

Die Berechnungen beziehen sich, wie oben erwähnt, auf eine mittlere Wiener Sonnenscheindauer; bisher sind die Berechnungen für die einzelnen Monate der tatsächlichen Beobachtungsreihe 1904 bis 1906 leider noch nicht durchgeführt worden, so daß Vergleiche der Wiener Messungen mit z. B. jenen von Gorczynski in Warschau für 1904 und 1905 nicht möglich sind. Die obigen Durchschnittswerte für Wien sind trotzdem nicht ohne Interesse. Der Quadratcentimeter horizontalen Erdbodens, als schräge Fläche in bezug auf die Richtung der Strahlung angenommen, erhält im Jahre 52.3 große Kalorien. Etwas weniger als doppelt so viel Wärme würde einfallen, wenn die Wolken nicht wären. Diese verursachen die größten Verluste im Winter (einfallende Menge im Dezember 23.1 Proz.), die kleinsten im August (einfallende Menge 64.0 Proz.). Nicht uninteressant sind auch die mittleren Tagessummen: Ein Julitag erhält fast die 20 fache Strahlung eines Dezembertages. So würde die mittlere Strahlung eines Julitages genügen, um in Wien eine Wasserschicht von 4.7 mm Höhe zu verdampfen, im Dezember könnte an einem Tage mittlerer Bewölkung nur eine Schicht von kaum 0.3 mm verdampft werden.

Einen Vergleich der jährlich in Wien zugestrahlten Wärmesumme mit jenen anderer Orte (zusammengestellt nach L. Gorczynski) gibt die folgende kleine Tabelle.

Jahressummen der effektiven Strahlung in Kilogramm-Kalorien auf 1 qcm.

	Montpellier 1883/89	Wien Mittel	Kiew	Warschau 1905	Stockholm 1905/06	Treurenberg 1899/1900
Geographische Breite	43.6°	48.3°	50.4°	52.2°	59.3°	79.9°
Wärmesumme	71.8	52.3	60.7	50.9	55.3	16.8

F. M. Exner.

Über Keile hohen Druckes an der Alpenkette. In seiner Abhandlung „Die langdauernde Föhnperiode im Oktober 1907" (Met. Zeitschr. Januar 1908) behandelt Herr Prof. W. Trabert die Ursache der Druckgradienten vom S zum N der Alpen bei Südföhn. Diese sollen nach den bisher aufgestellten Anschauungen entweder durch Stauung

Digitized by Google

der Luftmassen oder durch ungleiche Temperatur der Luftsäulen nördlich und südlich des Gebirges hervorgerufen sein. Trabert schließt sich der letzteren Ansicht an.

Nachdem derselbe auch mich als Verfechter der Stauungsanschauung nennt, sei es mir gestattet, einige Worte zu der Frage zu sagen.

Es scheint zunächst nicht ganz klar zu sein, was man unter Stauung zu verstehen hat. So leugnet Trabert (l. c.) jede der Größenordnung nach bei unserer Erscheinung in Betracht kommende Stauung überhaupt, während H. v. Ficker, der für die Keile im N der Alpen die ungleiche Temperatur der Luftschichten in N und S als Ursache des Druckgradienten genau nachgewiesen hat, auf S. 194 seiner Abhandlung über den „Transport kalter Luftmassen über die Zentralalpen" (Denkschrift d. k. Ak. d. Wiss., Bd. 80) sagt, die Keile seien „nur insofern eine Stauungserscheinung, als die kalte Luft erst dann auf die Südseite der Alpen übertreten kann, wenn sie auf der Nordseite bis zur mittleren Kammhöhe der Gebirge angeschwollen ist".

Nachdem der Druckunterschied hier wie auch bei Trabert (und früher schon bei Hann) als Temperatureffekt (Aufsteigen und Kondensation an der Luvseite, adiabatische Erwärmung an der Leeseite) aufgefaßt wird, so können wir jene Wirkungen, die rein durch Stauung zustande kämen, uns am ehesten von diesen, die durch Kondensation bedingt sind, abgrenzen, wenn wir uns fragen, ob und wie trockene Luft die Keilerscheinung zeigen würde, wenn sie über eine Gebirgskette strömte. Es fiele dann jedenfalls die Kondensation auf der Luvseite weg, die Temperatur würde daselbst also rascher abnehmen, dafür hätten wir denselben Gradienten und die gleiche Temperatur an der Leeseite, d. h. der Druck würde im N und S der Alpen gleich ausfallen müssen, wenn keine Stauung der Luftmassen vorhanden ist. Dieses Experiment läßt sich natürlich nicht machen. Sehen wir nun zu, wie Trabert die Wirkung des Gebirges auf den Isobarenverlauf beurteilt. Auf S. 3 (l. c.) Fig. 2 werden die ungestörten und die durch das Gebirge gestörten Isobaren gezeichnet. Hiernach ist der Druck bei südlichen Winden im S des Gebirges gestiegen, im N gefallen. Nun sagt Trabert: „Es ist nun klar, daß genau derselbe Effekt, wie ihn Fig. 2 zur Anschauung bringt, auch dadurch hervorgerufen sein kann, daß infolge des Vorhandenseins der Alpenkette die Mitteltemperatur der Luft auf der Südseite herabgesetzt, auf der Nordseite der Alpen dagegen höher wird." In der weiteren Behandlung dieses Gegenstandes ist aber diese Erklärung nur teilweise bestätigt; Trabert spricht jetzt nämlich nur mehr vom Druckgradienten zwischen S und N und dem daraus sich ergebenden Unterschied der Mitteltemperatur. Wieso aber „infolge des Vorhandenseins der Alpenkette die Mitteltemperatur der Luftsäule (bei Südwind) auf der Südseite herabgesetzt" wird, das ist nicht gezeigt worden. Und hier scheint tatsächlich noch ein Mißverständnis vorzuliegen: Der Druckgradient über den Alpen ist durch die thermische Theorie ganz vorzüglich erklärt, nicht aber der relativ hohe Druck auf der Luvseite des Gebirges. Warum soll bei Südwinden der Druck knapp an dem Südrande der Alpen stets höher sein, als über der Poebene; woher kommt das mehr minder abgeschlossene Hochdruckgebiet bei all diesen Keilen auf der Luvseite? Die Isobaren, sollte man meinen, würden häufig von weit weg in einer Richtung gegen den Alpenkamm laufen, auf diesem plötzlich umbiegen und so den Temperatureffekt im Luftdruck markieren. Die Erfahrung zeigt aber stets, daß der Isobarenverlauf auch auf der Luvseite der Alpen gestört ist. Und dies kann ich mir auch jetzt noch nicht anders als durch Stauung der Luftmassen erklären.

Da Trabert (l. c.) meint, für mich seien „alle Keile hohen Druckes, wie sie oft an einem Gebirgsrande vorkommen, eine Stauungserscheinung", so erlaube ich mir noch, aus meiner diesbezüglichen Arbeit [1]) eine Stelle zu zitieren, in welcher schon damals die hier näher besprochene Unklarheit berührt wurde: „ . . . Es kann dies (bei Keilen im N der Alpen) so weit gehen, daß die Gradienten nördlich und südlich des Gebirges sogar umgekehrt werden, so daß sich ein kleines Maximum im N, ein kleines Minimum im S knapp an den Gebirgskamm anschmiegt. Das Minimum im S kann allerdings durch Temperaturerhöhung bei Föhn teilweise erklärt werden, nicht aber das Maximum im N, wo aufsteigender Luftstrom mit Niederschlägen beobachtet wird."

Die Anschauung v. Fickers über die Stauung ist vollständig klar; das Gebirge hätte

[1]) Über Druck und Temperatur bewegter Luft; Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss., 114 [IIa], 1286 (1905).

Digitized by Google

nur den Einfluß, daß es die Luft zum Auf- und Absteigen zwingt. Daß ihn der Hochdruck an der Luvseite nicht störte, kommt vielleicht daher, daß er nur Kälteeinbrüche vom N her untersuchte. Wie man aber im allgemeinen, bei beliebigen Keilen, im N und S, den auch im Verhältnisse zum Hinterlande hohen Druck auf der Luvseite des Gebirges ohne Stauung erklären will, ist mir nicht verständlich. Felix M. Exner.

J. Schubert: Landsee und Wald als klimatische Faktoren. Vortrag, gehalten auf der Naturforscherversammlung zu Dresden am 18. September 1907. Geographische Zeitschrift, 13. Jahrg., S. 688—694. Unter den Ursachen irdischer Natur, welche die Wirkung der Sonnenstrahlung an der Erdoberfläche abändernd das Klima beeinflussen, steht die Verteilung von Land und Wasser in bezug auf das Ausmaß ihrer Wirkungen obenan. Zum Vergleiche der klimatischen Wirkungen von Wasser- und Waldflächen eignen sich Landseen nach der Art ihrer Verteilung und ihrer Größenanordnung besser als große Meere. Charakteristisches Merkmal des Seeklimas ist die Ermäßigung und Verzögerung im Gange der Oberflächen- und Lufttemperatur. Dazu kommt der Reichtum an Wasserdampf.

Bei Untersuchung des Waldklimas hat man wohl zu unterscheiden zwischen dem mehr individuell gearteten Luftzustande unter den Bäumen eines Bestandes und dem auf einer Lichtung oder in der Nähe des Waldes. Im allgemeinen zeigt sich unter den Bäumen eine schwache Ermäßigung des Temperaturganges gegenüber dem freien Lande. Auch ist der Dampfgehalt der Luft, namentlich im Laubholzbestande, etwas höher. Wesentlich stärker als in der Luft ist die Ermäßigung der Temperaturschwankung im Waldboden. Dies hat zur Folge, daß der jährliche und tägliche Wärmeumsatz im bewaldeten Boden geringer ist als im Freien, während er in Gewässern weit größer ausfällt.

Waldlichtungen zeigen eine gewisse Ermäßigung des jährlichen Ganges der Lufttemperatur, da die Tagesmittel im Sommer und Herbst etwas niedriger bleiben als in der freien Ebene, während Spätsommer und Herbst an der See relativ warm ausfallen. Die Betrachtung des täglichen Temperaturganges lehrt, daß es die starke nächtliche Abkühlung auf Waldlichtungen ist, welche die Tagesmittel erniedrigt und gleichzeitig die tägliche Temperaturschwankung verstärkt.

Im August und September 1906 wurden an einer Reihe klarer und ruhiger Tage über dem Paarsteiner See [1]), auf der Feldstation zu Eberswalde, sowie in und unmittelbar über einer benachbarten, dicht belaubten Buchenschonung [2]) vergleichende Beobachtungen mit dem Aspirationspsychrometer angestellt, die zu folgenden Ergebnissen führten:

Abweichung von der Feldstation Eberswalde.

Heitere, ruhige Spätsommertage 1906.

Höhe m	Temperatur C°			Dampfdruck mm		
	8a	2p	Zunahme	8a	2p	Zunahme
		Eberswalder Buchenschonung.				
4.2	— 0.5	— 0.1	0.4	0.3	0.3	0.0
2.2	— 1.2	— 0.5	0.7	0.5	0.3	— 0.2
0.2	— 2.3	— 2.6	— 0.3	0.1	0.9	0.8
		Paarsteiner See.				
0.8	— 0.1	— 3.6	— 3.5	0.0	1.8	1.8

Von 8a bis 2p erwärmte sich die Luft über dem See in 0.8 m um 3.5° weniger als auf der Feldstation, während in der Buchenschonung die Temperaturänderung in dieser Höhe etwa ebenso stark war wie im Freien. Der Dampfdruck nahm von 8a bis 2p in 0.8 m über dem See um 0.5 mm zu, während er sich im Walde etwa um 1 mm und auf dem Felde um 1.3 mm verringerte.

Die Luftbewegung wird über dem Wasser weniger, im Walde mehr gehemmt als über dem freien Lande. Es ist schwierig, die hieraus sich ergebenden Wirkungen in betreff der Niederschlagsbildung ziffernmäßig nachzuweisen. Eine andere Folge besteht darin, daß die in ihrer Bewegung stark behinderte Luft aus dem Walde mit ihren klimatischen Besonderheiten nur schwer ins Freie gelangt, während ein See die Tendenz zur Übertragung und

[1]) Über den täglichen Wärmegang im Paarsteiner See. Met. Zeitschr. 1907, S. 289 u. 480.
[2]) Meteorologische Werte von Eberswalde, zusammengestellt von J. Schubert, Eberswalde 1907. Tafel 12, S. 16—18.

Digitized by Google

Ausgleichung, zur Wirkung in die Ferne hat. Es empfiehlt sich, bei weiteren Untersuchungen nicht nur die Größen zu ermitteln, welche den Zustand der ruhenden Luft bedingen, sondern auch die Windgeschwindigkeit zu messen und die Beobachtungsergebnisse nach Schichten gleicher bewegter Luftmengen zusammen zu fassen. Auf die Zweckmäßigkeit einer solchen Anordnung habe ich schon an anderer Stelle [1]) hingewiesen.

„Über den räumlichen Gradienten", von Arvid Arndt. Dieser Artikel behandelt einige Versehen, die sich, meiner Ansicht nach, in die obengenannten Abhandlungen eingeschlichen haben und auf die ich bei einer Durchsicht der Theorie von Bjerknes und Sandström gestoßen bin. Herr Prof. V. Bjerknes sagt (Met. Zeitschr. 17, 483), daß der räumliche Gradient des Herrn Prof. M. Möller die folgenden Komponenten habe:

$$Gr_x = -\frac{\partial p}{\partial x} + qg_x; \quad Gr_y = -\frac{\partial p}{\partial y} + qg_y; \quad Gr_z = -\frac{\partial p}{\partial z} + qg_z \quad . \quad . \quad (1)$$

wo p Druck, q Dichte und g mit den Komponenten g_x, g_y, g_z die äußere, jede Masseneinheit des Mittels angreifende, beschleunigende Kraft bedeutet. Bekanntlich ist dann

$$qg = \sigma \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (2)$$

das Gewicht der Volumeneinheit, wenn es sich um die Schwere handelt. Herr Prof. V. Bjerknes beruft sich hierbei auf die II. Formel auf S. 276 der Met. Zeitschr. 17. Nun hat sich aber in diese Formel ein Druckfehler eingeschlichen, wie aus der ganzen Abhandlung dort zu ersehen ist. Es steht dort $\overline{Gr} = -\frac{dp + \sigma dr}{dr}$; sollte aber wohl heißen:

$$\overline{Gr} = -\frac{dp + \sigma dh}{dr} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (3)$$

Durch das Zeichen (—) unterscheide ich die, meiner Ansicht nach, von der Größe des Herrn Prof. Bjerknes (Gr) zu trennende Größe ($\overline{Gr}$) des Herrn Prof. Möller [2]). Wenn ich nun nach der genannten Berichtigung des Druckfehlers die räumlichen Gradienten der Herren Prof. Bjerknes und Möller vergleiche, so komme ich zu dem Resultat, daß diese beiden Größen verschieden und nur im speziellen Falle des vertikalen Gradienten übereinstimmen. Folgende kleine Rechnung möge das zeigen. Wir haben:

$$Gr_x = -\frac{\partial p}{\partial x} + qg_x; \quad Gr_y = -\frac{\partial p}{\partial y} + qg_y; \quad Gr_z = -\frac{\partial p}{\partial z} + qg_z. \quad . \quad (1\,a)$$

oder im Falle der bei Betrachtung der Atmosphäre oft gebräuchlichen Lage der Achsen x, y, z, wo

$$g_x = g_y = 0; \quad g_z = g \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (4)$$

$$Gr_x = -\frac{\partial p}{\partial x}; \quad Gr_y = -\frac{\partial p}{\partial y}; \quad Gr_z = -\frac{\partial p}{\partial z} + \sigma \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (5)$$

oder:

$$Gr^2 = \left[\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)^2\right] + \left[\sigma^2 - 2\sigma\frac{\partial p}{\partial z}\right] = \left(\frac{dp}{dr}\right)^2 + \left[\sigma^2 - 2\sigma\frac{\partial p}{\partial z}\right] \quad (6)$$

oder auch, wenn $w = 0$ (s. unten):

$$\underline{Gr^2}_{\omega=0} = \left(\frac{dp}{dr}\right)^2 + \left[\sigma^2 - 2\sigma\frac{dp}{dh}\right] = \left[\sigma - \frac{dp}{dr}\right]^2 = \underline{\left[-\frac{dp + \sigma dr}{dr}\right]^2} \quad . \quad . \quad . \quad (7)$$

da dann

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \frac{dp}{dh} = \frac{dp}{dr} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (8)$$

---

[1]) J. Schubert, Der Zustand und die Strömungen der Atmosphäre. Beitr. z. Physik der freien Atmosphäre, Zeitschr. f. d. wissenschaftl. Erforschung der höheren Luftschichten 1, 160. Straßburg 1905.

[2]) Man hat beim Vergleich der Formeln (1) und (3) wohl die Formel $\frac{dr}{dx} = cs(r, x)$ gebraucht, während es hier doch $\frac{dx}{dr} = cs(v, x)$ heißen müßte, da der Vektor (r) projektiert wird.

Digitized by Google

Dieses ist der sogenannte „vertikale Gradient". Zu demselben Resultat kommt man auch, wenn man die Lage der Achsen unbestimmt läßt, wie ich unten zeigen werde. Betrachten wir nun den Möllerschen Gradienten

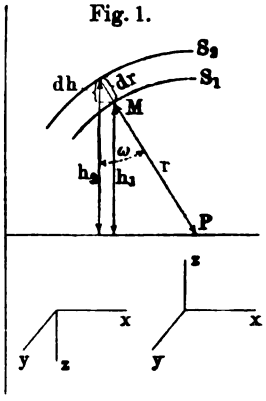
$$\overline{Gr} = \frac{\sigma\, dh - dp}{dr} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (9)$$

so ist:

$$\overline{Gr^2} = \sigma^2 \left(\frac{dh}{dr}\right)^2 + \left(\frac{dp}{dr}\right)^2 - 2\sigma \left(\frac{dh}{dr}\right)\left(\frac{dp}{dr}\right) = \left(\frac{dp}{dr}\right)^2 + \left(\frac{dh}{dr}\right)^2 \left[\sigma^2 - 2\sigma \frac{dp}{dh}\right] \quad (10)$$

(s. Fig. 1 und Met. Zeitschr. 12, 92). Augenscheinlich hat hier (h) immer die Richtung der Vertikalen, (r) die Richtung von der fiktiven Druckquelle (P) zum zu betrachtenden Punkte (M). Es ist ferner $dh = dr \,.\, csw$ (s. Fig. 1), oder

Fig. 1.



$$\frac{dh}{dr} = cs\,\omega \quad \ldots\ldots\ldots \quad (11)$$

daher

$$\overline{Gr^2} = \left(\frac{dp}{dr}\right)^2 + cs^2 w \left[\sigma^2 - 2\sigma \frac{dp}{dh}\right] \quad \ldots \quad (12)$$

oder wenn

$$w = 0; \quad csw = 1 \quad \ldots\ldots\ldots \quad (13)$$

$$\underset{\omega=0}{\overline{Gr^2}} = \left(\frac{dp}{dr}\right)^2 + \left[\sigma^2 - 2\sigma \frac{dp}{dr}\right]$$

$$= \left[\sigma - \frac{dp}{dr}\right]^2 = \left[\frac{\sigma\, dr - dp}{dr}\right]^2 \quad \ldots \quad (14)$$

folglich ist

$$\underset{\omega=0}{\overline{Gr}} = \underset{\omega=0}{Gr} \quad \ldots\ldots\ldots \quad (15)$$

d. h. „die vertikalen und eben nur die vertikalen Gradienten sind sich gleich". Wenn man nun bei Betrachtung des Bjerknesschen Gradienten die Achsen unbestimmt läßt, so hat man:

$$Gr^2 = \left[-\frac{\partial p}{\partial x} + q g_x\right]^2 + \left[-\frac{\partial p}{\partial y} + q g_y\right]^2 + \left[-\frac{\partial p}{\partial z} + q g_z\right]^2$$

$$= \left[\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)^2\right] + q^2(g_x^2 + g_y^2 + g_z^2) - 2q\left[g_x \frac{\partial p}{\partial x} + g_y \frac{\partial p}{\partial y} + g_z \frac{\partial p}{\partial z}\right] \quad (16)$$

nun ist

$$\left[g_x \frac{\partial p}{\partial x} + g_y \frac{\partial p}{\partial y} + g_z \frac{\partial p}{\partial z}\right] = \left(g \cdot \frac{dp}{dr}\right) = g \cdot \frac{dp}{dr} \cdot cs\,\Omega \quad \ldots\ldots \quad (16\,a)$$

nach einer bekannten, leicht auszuführenden Formel der Vektorenanalysis; hier ist der Winkel

$$\Omega = \omega = (h, r) \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (17)$$

daher

$$Gr^2 = \left(\frac{dp}{dr}\right)^2 + \sigma^2 - 2\sigma \frac{dp}{dr} \cdot cs\,\Omega \quad \ldots\ldots\ldots \quad (18)$$

oder

$$Gr^2 = \left(\frac{dp}{dr}\right)^2 + \sigma^2 - 2\sigma \frac{dp}{dr} \cdot \frac{dh}{dr} \quad \ldots\ldots\ldots \quad (19)$$

weil

$$cs\,\Omega = cs\,\omega = \frac{dh}{dr} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (20)$$

Diese Formel (19) unterscheidet sich durch den Faktor $\left(\frac{dh}{dr}\right)^2$, also wesentlich, von der analogen Formel (10). Nur wenn $\Omega = \omega = 0$, d. h. $cs\,\Omega = cs\,\omega = 1$, hat man, wie bekannt:

$$\underset{\omega=0}{Gr^2} = \left(\frac{dp}{dr}\right)^2 + \sigma^2 - 2\sigma \frac{dp}{dr} = \left[\sigma - \frac{dp}{dr}\right]^2 = \left[\frac{\sigma\, dr - dp}{dr}\right]^2 \quad \ldots \quad (21)$$

Es sind also die räumlichen Gradienten der Herren Prof. Bjerknes und Möller nur im speziellen Falle der vertikalen Gradienten sich gleich.

Digitized by Google

Ferner sagt Herr Prof. Möller (Met. Zeitschr. 17, 276), daß die Größe

$$\overline{Gr} = \frac{P_A - \left(P_B + \int_0^h \sigma\, dh\right)}{L} \quad \ldots\ldots\ldots \quad (22)$$

auch gleich sei

$$\overline{Gr} = \frac{-dp + \sigma\, dh}{dr} \quad \ldots\ldots\ldots \quad (23)$$

Hier liegt wohl ein Versehen im Vorzeichen vor, da ja

$$\overline{Gr} = \frac{(P_A - P_B) - \int_0^h \sigma\, dh}{L} \quad \ldots\ldots\ldots \quad (24)$$

und bei Betrachtung des unendlich kleinen Raumes:

$$\overline{Gr} = \frac{dp - \sigma\, dh}{dr} \quad \ldots\ldots\ldots \quad (25)$$

welche Größe sich durch das Vorzeichen von (23) unterscheidet. Man könnte diese Größe nach der Bezeichnungsweise des Herrn Prof. Bjerknes den „Vektor des Gradienten" nennen. Nach Herrn Prof. Möller kann man schreiben:

$$-d\varphi = \sigma\, dh - dp \quad \ldots\ldots\ldots \quad (26)$$

und also:

$$\overline{Gr} = -\frac{d\varphi}{dr} \quad \ldots\ldots\ldots \quad (27)$$

da Herr Prof. Möller (Met. Zeitschr. 12, 93)

$$\overline{Gr} = \frac{\varphi_A - \varphi_B}{L} \quad \ldots\ldots\ldots \quad (28)$$

auch im allgemeinen Falle schreibt. Nun ist aber die Formel (28) nur, soviel ich weiß, in dem Falle richtig, wenn die Isolinien (φ) Kreise sind, während Herr Prof. Möller dieses auch auf einen viel allgemeineren Fall stillschweigend anwendet.

Was nun endlich die Bildung der Größe

$$\varphi = p + \sigma h \quad \ldots\ldots\ldots \quad (29)$$

anlangt, so ist, meiner Meinung nach, hier das Zusammenzählen vom Druck (p) und dem statischen Gewicht der ruhenden Masse des Mittels (σh) von der Höhe (h) eine reine mathematische Fiktion, da wir es hier doch mit einer Druckquelle, also Bewegung, und dynamischem Gleichgewicht zu tun haben, und es scheint mir daher der räumliche Möllersche Gradient eine auf recht riskanten Grundlagen ruhende (bei atmosphärischen Verhältnissen sogar die Eindeutigkeit verlierende), nur mit großer Vorsicht zu benutzende Größe zu sein.

Literaturverzeichnis.

Prof. M. Möller, Met. Zeitschr. 12, 89, 1895. — Derselbe, ebenda 17, 275, 1900. — Prof. V. Bjerknes, ebenda 17, 481, 1900. — Prof. M. Möller, ebenda 19, 87, 1902.

Luftelektrische Zerstreuung und Radioaktivität in der Höhle Bin-Basch-Choba in der Krim. Von Prof. Dr. Ernst Leyst[1]). In der genannten Höhle, deren Eingang eine Seehöhe von 1003 m hat, wurden Zerstreuungsmessungen mit dem Elster und Geitelschen Zerstreuungsapparat und Radioaktivitätsbestimmungen ebenfalls mit dem Elster und Geitelschen Instrumentarium angestellt.

Die Messungen in dieser Höhle sind deshalb von besonderem Interesse, weil jener Teil der Höhle, in welchem sie gemacht wurden, von der Außenluft nahezu abgeschlossen ist und zur Zeit der Beobachtung (Sommer) die Temperaturverteilung eine derartige war, daß keinerlei Ventilation von außen nach innen angenommen werden kann. Der in Betracht kommende Teil der Höhle liegt nämlich tiefer als der Eingang, und die dort herrschende Lufttemperatur war bedeutend niedriger als die Außentemperatur.

[1]) Bulletin des Naturalistes, Nr. 1 u. 2, S. 191, Moskau 1906.

Digitized by Google

Der Elster und Geitelsche Zerstreuungsapparat wurde mit Schutzdeckel verwendet. Als Mittelwerte der hohen Zerstreuung gibt der Verfasser folgende Werte an [1]):

$$a_+ = 57.2 \text{ Proz.} \qquad a_- = 54.7 \text{ Proz.}$$
$$a'_+ = 67.5 \text{ „} \qquad a'_- = 69.5 \text{ „}$$

(und zwar Ladungsverlust per Minute in Prozenten der Anfangsladung). Diese Zahlen fügen sich gut in die andernorts gefundenen Werte ein.

Die entsprechenden Verhältniszahlen der negativen zur positiven Zerstreuung ergeben sich hieraus für

$$q = 0.96 \text{ und } q' = 1.03.$$

Im Mittel würde sich für q ergeben, daß es ziemlich gleich 1 beträgt.

Zerstreuungsmessungen, die auf dem Gipfel des Tschadyr-Dagh (1525 m) angestellt wurden, ergaben:

$$a_+ = 1.18 \text{ Proz.}, \quad a_- = 2.27 \text{ Proz.}, \quad q = 1.92 \text{ Proz.}$$

Wir haben es, was das q betrifft, offenbar mit der Wirkung eines starken Gipfelfeldes zu tun.

Die Resultate der Messungen der Radioaktivität sind leider mit den an anderen Orten gefundenen Werten nicht vergleichbar, da keine Aktivierungsdaten angegeben sind.

Merkwürdig ist es, daß die induzierte Aktivität in der Höhle nicht größer als in der Außenluft gefunden wurde. Es werden Relativzahlen für vier Beobachtungsorte angegeben, von denen der erste am Meere gelegen ist, die weiteren immer mehr landeinwärts. Es sind dies: Jalta 18.7, Ai-Petri 26.3, Höhle 28.5, Tschadyr-Dagh 32.2.

Der Verfasser schließt aus diesen Zahlen, daß vielleicht die Distanz von der Küste für die Stärke der induzierten Aktivität ausschlaggebend ist. V. Conrad.

Die Temperaturabnahme mit der Höhe in der Serra da Estrella. Im Ergänzungsheft 61 zu Peterm. Geogr. Mitteil. 1880 hat Oberförster J. Rivoli eine schöne Darstellung der Naturverhältnisse der Serra da Estrella geliefert und (S. 11) auch die Temperaturabnahme mit der Höhe zu berechnen versucht. Er benutzt dabei die meteorologische Station Guarda am Nordostabhange der Serra in 1039 m Seehöhe. Da er über keine nahe gelegene tiefere meteorologische Station verfügen konnte, so konstruierte er sich eine solche aus den meteorologischen Stationen: Porto, Campo Major und Lagos, und zwar auf eine sehr künstliche Weise, welche das Ergebnis, wie sich später zeigen wird, wertlos macht. Er findet als Temperaturabnahme zwischen 288 m, in der seine konstruierte untere Station liegt, und 1039 m Guarda folgende Werte (hier werden nur die Mittel der Jahreszeiten angeführt):

Winter 0.54 Frühling 0.72 Sommer 0.71 Herbst 0.63 Jahr 0.65.

Diese Ergebnisse sehen ganz plausibel aus und sind deshalb auch in Lehrbücher übergegangen. Die Temperaturbeobachtungen an der höheren Station auf der Serra da Estrella in 1441 m gab es damals noch nicht.

In dieser Zeitschrift 1896, S. 351, habe ich eine Klimatabelle für diese Station mitgeteilt nach den Beobachtungen 1882 bis 1895; für Luftdruck, Temperatur [2]) und Regen auch die Ergebnisse der einzelnen Monate. Einer zufälligen Anregung folgend, benutzte ich diese Station zu einer Berechnung der Temperaturabnahme mit der Höhe, indem ich Coimbra in 140 m Seehöhe als Basisstation nahm und mir die Temperaturdifferenzen von 12 Jahren (1884 bis 1895) gegen die Serrastation bildete, die gerade 1300 m höher liegt. Das Ergebnis frappierte mich, denn es stellte sich die Temperaturabnahme ganz anders heraus:

Winter 0.59 Frühling 0.65 Sommer 0.41 Herbst 0.56 Jahr 0.556
Juli 0.39 August 0.35!

Also ein auffallendes Minimum im Sommer.

Die Lage der Stationen ist:

Serra da Estrella . . .	40° 25′ NBr.	7° 35′ WL.	1441 m
Coimbra	40° 12′ „	8° 24′ „	141 „

[1]) Aus der vorliegenden Abhandlung ist leider nicht zu ersehen, wie diese Mittelwerte gewonnen worden sind.

[2]) November 1893 soll 6.2° statt 2.6° stehen.

Digitized by Google

Coimbra liegt demnach fast einen Grad westlicher und in größerer Meeresnähe. Die langsamere Temperaturabnahme im Sommer konnte deshalb dem Umstande zugeschrieben werden, daß der kühlere Sommer der unteren Station mit dem kontinentaleren und deshalb wärmeren Sommer der oberen in Beziehung gebracht wurde.

Temperaturdifferenzen Coimbra-Serra (1884—1895).

Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
7.9	8.2	9.0	9.0	7.7	6.5	5.1	4.6	6.6	7.7	7.7	6.9	7.24

Temperaturabnahme pro 100 m.

0.61	0.63	0.69	0.69	0.59	0.50	0.39	0.35*	0.51	0.59	0.59	0.53*	0.56

Die Temperaturdifferenzen Coimbra-Serra sind im Winter recht veränderlich, im Frühjahr dagegen sehr konstant. Die mittlere Veränderlichkeit der Differenzen beträgt:

Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
0.96	0.62	0.50	0.31*	0.55	0.77	0.58	0.52	0.70	0.57	0.70	0.82	0.16

Der jährliche Gang würde noch auffallender sein, wenn man diese Zahlen in Prozenten der Temperaturdifferenzen selbst ausdrücken würde; z. B. Januar 12 Proz., April 3 Proz., August 11 Proz. usw.

Die Temperaturabnahme zwischen Guarda und der Serra müßte zeigen, ob wirklich das Minimum derselben im Sommer zwischen Coimbra und der Serra aus der schon kontinentaleren Lage der letzteren Station sich erklärt. Guarda liegt ja am nordwestlichen Abhange der Serra, also kontinentaler als diese. Leider beträgt aber der Höhenunterschied nur 402 m.

Die Temperaturmittel von Guarda und jene der Höhenstation Serra da Estrella werden leider auf verschiedene Weise gebildet. Ich nahm daher die Differenzen für die mittleren täglichen Extreme und für 9ª separat und berechnete die Temperaturabnahme aus diesen drei Reihen korrespondierender Daten.

Guarda — Serra da Estrella. 1883—1890.

Guarda 40° 32′ N, 7° 16′ W, 1039 m. — Serra da Estrella 40° 25′ N, 7° 35′ W, 1441 m.

	Temperaturdifferenzen				Temperaturabnahme pro 100 m	
	9ª	Mittl. Min.	Mittl. Max.	Mittel	a	b
Januar	0.54° *	1.04°	1.35°	0.98°	0.24°	0.35°
Februar	1.39	1.75	2.56	1.90	.47	.50
März	2.08	1.76	3.32	2.39	.59	.63
April	2.60	2.00	3.79	2.80	.70	.70
Mai	2.54	2.12	3.60	2.75	.68	.72
Juni	2.23	1.80	4.08	2.70	.67	.72
Juli	1.80	1.75	3.92	2.49	.62	.70
August	1.61*	1.60*	3.69	2.30*	.57*	.67
September	1.90	1.82	3.64	2.45	.61	.66
Oktober	1.73	2.04	3.09	2.29	.57	.61
November	1.08	1.61	2.21	1.63	.40	.46
Dezember	0.53*	0.85*	1.26*	0.88*	.22*	.32
Jahr	1.67	1.68	3.04	2.13	.53	.59

a aus allen drei Reihen, b nur aus den Extremen.

Das Maximum der Temperaturabnahme fällt wieder auf das Frühjahr, das Minimum, und ein sehr ausgeprägtes Minimum, auf den Winter. Der jährliche Gang ist wie in den Alpen, nur das Minimum im Winter ist noch stärker ausgeprägt. Die zweite Reihe, auf den Mitteln der täglichen Extreme beruhend, gibt wohl die richtigeren Werte. Bei dem geringen Höhenunterschied von nur 400 m haben sie allerdings kein großes Gewicht.

Ich suchte daher, wie Rivoli, eine tiefer gelegene Basisstation aus (relativ) benachbarten Stationen zu gewinnen und nahm dazu einfach das Mittel aus Porto und Campo Major. Die mittlere Position entspricht recht nahe der Position von Guarda.

Porto	41°	8′ NBr.	8° 37′	WL.	85 m
Campo Major	39°	1′ „	7° 5′	„	288 „
Mittel	40°	4′ „	7° 51′	„	186 „
Guarda	40°	32′ „	7° 16′	„	1039 „

Digitized by Google

Guarda liegt nun allerdings um einen halben Grad nördlicher und um einen halben Grad östlicher als die mittlere Station; beide Differenzen heben sich aber einigermaßen auf, da die kontinentalere Lage eine etwas höhere Temperatur bedingt.

Ich nehme nach Zeitschrift 1876, S. 203, die mittlere Temperatur von Porto und Campo Major und vergleiche sie mit jener von Guarda. Die Mittel sind aus der gleichen Periode 1864 bis 1872 und gleich gebildet.

Porto und Campo Major.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
9.0	10.7	11.8	15.7	17.7	22.0	23.1	23.4	20.7	16.3	12.1	9.0	16.0

Guarda.

3.5	5.3	5.8	10.4	12.5	17.2	19.4	19.4	16.0	10.9	6.9	3.6	10.9

Differenzen ausgeglichen $(a + 2b + c) : 4$, $\Delta h = 853$ m.

5.5	5.6	5.8	5.4	5.1	4.6	4.0	4.1	4.7	5.2	5.3	5.3	5.1

Temperaturabnahme.

0.65	0.66	0.68	0.63	0.60	0.54	0.47*	0.48	0.55	0.61	0.62	0.62	0.59

Diese Reihe hat wieder große Ähnlichkeit mit jener, welche Coimbra-Serra gegeben hat: Maximum im März, Minimum im Juli.

Wir können nun aus der Temperaturabnahme mit der Höhe zwischen Guarda und der Serra, und jener zwischen 186 m und Guarda, ein Mittel nehmen und geben letzterem, auf einem zweimal größeren Höhenunterschied beruhend, das doppelte Gewicht. Das Resultat wird dann folgendes. Die Temperaturabnahme Coimbra-Serra mag zum Vergleich darunter stehen.

Temperaturabnahme pro 100 m.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Campo Major + Porto gegen Guarda, und Guarda gegen die Serra.												
0.55	0.61	0.66	0.65	0.64	0.60	0.55	0.54*	0.59	0.61	0.57	0.52*	0.59
Coimbra gegen die Serra.												
0.61	0.63	0.69	0.69	0.59	0.50	0.39	0.35*	0.51	0.59	0.59	0.53	0.56
Mittel.												
0.58	0.62	0.67	0.67	0.61	0.55	0.47	0.45*	0.55	0.60	0.58	0.53*	0.57

Winter 0.57 Frühling 0.65 Sommer 0.49 Herbst 0.57.

In Ermangelung sicherer Werte mögen diese Zahlen als Maß der Temperaturabnahme mit der Höhe in der Serra da Estrella dienen. J. Hann.

A. Schuster über die tägliche Variation des Erdmagnetismus[1]. In einer früheren Abhandlung (Phil. Trans. 79, 467 [1889]) hat der Verfasser bewiesen, daß die tägliche Änderung des Erdmagnetismus seine Ursache außerhalb der Erdoberfläche besitzt und zog den natürlichen Schluß, daß diese Änderungen verursacht werden durch elektrische Ströme, die in höheren Schichten unserer Atmosphäre ihren Sitz haben. Wenn wir uns nun bemühen, die Untersuchungen noch einen Schritt weiter zu verfolgen und die wahrscheinliche Ursache dieser Ströme erwägen, so besitzen wir zur Gegenwart keine andere Theorie, als die zuerst von Balfour Stewart dargelegte, daß nämlich die notwendigen elektromotorischen Kräfte durch die ständigen Kräfte des Erdmagnetismus besorgt werden, indem diese auf die körperliche Bewegung der Massen leitfähiger Luft einwirken, welche ihre Kraftlinien durchschneiden; oder in Worten der modernen Elektrodynamik: Die periodischen magnetischen Störungen gehören zu jenen Foucaultschen Strömen, die in einer oszillierenden Atmosphäre durch die Vertikalkomponente der magnetischen Kraft induziert werden. Das Problem, das in erster Linie gelöst werden muß, ist die nähere Bestimmung der inneren Bewegung der leitenden Lufthülle, die unter Einwirkung der gegebenen magnetischen Kräfte die elektrischen Ströme bestimmen soll, die dann die bekannten elektromagnetischen Effekte hervorbringen. Indem man die ganztägige und die halbtägige Änderung getrennt behandelt,

[1]) Aus Nature 77, 164 (1907).

Digitized by Google

führt die Berechnung zu dem interessanten Resultate, daß jede von beiden durch eine Schwingung in der Atmosphäre verursacht wird, die von derselben Natur ist, wie jene, welche den tägliche Luftdruckgang hervorruft.

Die mathematische Rechnung ist einfach, solange als wir die elektrische Leitfähigkeit der Luft gleichförmig und konstant annehmen; aber die große Ionisation, welche die Theorie verlangt, benötigt einige Erklärung und die Sonnenstrahlung führt uns hier selbst zu einer möglichen Ursache derselben. Daraus könnten wir eine Zunahme der leitenden Kraft im Sommer und zur Tageszeit im Vergleich mit jener, die gefunden wurde während des Winters und der Nacht, erwarten. Beobachtungen zeigen nun in der Tat, daß die Amplitude der magnetischen Änderung im Sommer beträchtlich größer ist als im Winter, und wir wissen ebenfalls, daß die Magnetnadel während der Nacht in verhältnismäßiger Ruhe verharrt. Die veränderliche leitende Kraft, die von der Lage der Sonne abhängt, hilft so auch eine Schwierigkeit zu überwinden, die beim ersten Anblick jede Möglichkeit eines näheren Zusammenhanges zwischen barometrischen und magnetischen Änderungen auszuschließen scheint. Die Schwierigkeit, die sich entgegenstellt, ist die Tatsache, daß die Änderung im Luftdrucke hauptsächlich halbtägig ist, während der größere Teil der magnetischen Änderung ganztägig verläuft. Dieses kann bis zu einem gewissen Grade durch die mathematische Berechnung erklärt werden, die zeigt, daß die Luftwelle, welche eine 24stündige Änderung des Luftdruckes hervorruft, von mehr Wirkung ist zur Bildung einer magnetischen Änderung, als die entsprechende 12stündige Änderung; jedoch der ganze Unterschied kann auf die Art nicht erklärt werden. Wenn, wie auch immer, die Leitfähigkeit der Luft größer während des Tages als während der Nacht ist, so kann damit bewiesen werden, daß eine 12stündige Änderung des Barometers eine schätzbare Periodizität von 24 Stunden in den magnetischen Änderungen hervorruft, während hier keine merkbare Zunahme in der 12stündigen magnetischen Änderung zu einer 24stündigen Änderung des Luftdruckes gehört.

Eine gute Probe für die dargelegte Theorie kann in der Schlußuntersuchung über die täglichen magnetischen Änderungen in Äquatorialgegenden gefunden werden, weil dadurch, daß dort die magnetische Inklination in der Richtung der geographischen Achse fällt, die magnetischen Änderungen ein Glied enthalten müßten, das unabhängig ist von der Ortszeit, dagegen aber von der Zeit jenes Meridians, der den magnetischen wie geographischen Pol enthält. Dieses Glied ist von der größten Wichtigkeit am Äquator und zur Zeit der Äquinoktien. Der Wert der Leitfähigkeit, der notwendig ist, um die tägliche Änderung in der angegebenen Weise zu erklären, hängt ab von der Dicke der Schichten, in welchen die Ströme ihren Sitz haben. Ist e die Dicke und ϱ die Leitfähigkeit und wird die Amplitude der Schwingung in den oberen Schichten als dieselbe angenommen, wie diejenige, die von der barometrischen Änderung abgeleitet wird, so ist gefunden worden, daß $\varrho e = 3.10^{-6}$. Wenn man für e 300 km setzt, so würde die Leitfähigkeit einen höheren Wert haben als 10^{-18}, während die beobachtete Leitfähigkeit der Luft an der Erdoberfläche unter normalen Bedingungen von der Größenordnung 10^{-24} ist; in einer Höhe, in welcher der Luftdruck sich auf einen Grad pro Quadratcentimeter reduziert, würde die Leitfähigkeit unter der Annahme, daß die Art der Rückverbindung unabhängig von der Temperatur ist und die ionisierende Kraft dieselbe bleibt, 10^{-18} sein. Der Schluß ist, daß in den oberen Schichten unserer Atmosphäre noch ein kräftig ionisierendes Agens vorhanden sein muß.

A. Schuster über die elektrischen Phänomene der Atmosphäre[1]). Das Journal de Physique für Dezember 1907 enthält eine Adresse Prof. Schusters an die französische physikalische Gesellschaft, in welcher er über einige elektrische Phänomene der Atmosphäre und deren Beziehung zur Sonnenaktivität berichtet. Prof. Schuster führt aus, daß die wichtigsten freien Schwingungen der Erdatmosphäre gemäß den Berechnungen von Lord Rayleigh und M. Margules eine Dauer von nahezu 12 bis 23 Stunden besitzen und daß infolgedessen die halbtägigen Perioden mehr ausgesprochen auftreten als jene, deren Periode ein voller Tag beträgt. Angenommen, daß die Leitfähigkeit der oberen Schichten der Atmosphäre viel größer ist als jene der unteren, zeigt er, daß die elektrischen Ströme, die in unserer Atmosphäre durch ihre Bewegung mitten durch das magnetische Feld der

[1]) Aus Nature 77, Januar 1908.

Digitized by Google

Erde hervorgebracht werden, ausreichen, die täglichen erdmagnetischen Änderungen zu erklären. Die negative Ladung, die durch die Regentropfen heruntergebracht wird, betrachtet er als Grund für die Erhaltung der negativen Ladung der Erde. Er führt dann weiter aus, daß der Beweis mit Rücksicht auf die magnetischen Stürme und Sonnenflecke nur eine allgemeine Beziehung festsetzt und uns nicht verbürgt, einem speziellen Sturm auch einen speziellen Sonnenfleck zuzuschreiben.

Schließlich drängt er auf eine Substitution für kurze organische Inangriffnahmen bestimmter Probleme an Stelle der gegenwärtigen Anhäufung ziemlich ohne Ziel gemachter Beobachtungen, die für so lange Zeiträume an vielen Orten durchgeführt worden sind.

Temperatur des Dnjepr und der Luft in Ekaterinoslaw [1]). Stündliche Registrierungen der Temperatur des Tambukansees (nördl. Kaukasus). Soweit mir bekannt, sind die hier erwähnten Temperaturregistrierungen für Gewässer die ersten veröffentlichten, und haben daher großes Interesse. Sie wurden im Sommer 1903 von den Stud. der K. Univ. St. Petersburg, Karpowicz und Bode, auf meinen Rat gemacht [1]). Der See liegt 10 km SE von der Stadt Pjätigorsk, berühmt durch heiße Schwefelquellen, unter etwa 44°2′ NBr. und 42°58′ EL. Höhe nicht genau bekannt, jedoch wenig verschieden von derjenigen von Pjätigorsk, welche 516 m beträgt. Er ist 2 km lang, 0,6 bis 1 km breit, abflußlos, hat bittersalziges Wasser.

Die Beobachtungen wurden mittels eines Richardschen Bodenthermographen gemacht, welcher ganz wenig unter der Oberfläche, fast in der Mitte des Sees aufgestellt wurde. Sie dauerten vom 16. Juli bis 11. August und sind nach Bearbeitung in extenso veröffentlicht.

Die stündlichen Änderungen gebe ich unten, mit Ausschluß der meisten Nachtstunden, da in der Nacht die Temperatur sehr gleichmäßig verläuft. St = Stunde (von 0 bis 24), taO = Temperatur der Oberfläche.

St	taO	St	taO	St	taO	St	taO
1	24.8	9	24.7	13	25.3	17	25.6
6	24.3*	10	24.7	14	25.4	18	25.5
7	24.4	11	24.8	15	25.5	19	25.4
8	24.5	12	25.1	16	25.6	22	25.0

Mittel: 24.9.

Die Temperatur ist um 11^h sehr nahe dem Mittel, wie auch an der Oberfläche vieler Flüsse. Die tägliche Amplitude ist 1.3 im Mittel, nur an zwei Tagen betrug sie 2.0 und darüber, am 26. Juli war sie 2.7, an zwei Tagen war sie unter 1.0. Nur an einem trüben und regnerischen Tage (3. August) war die Temperatur niedriger in den frühen Nachmittagsstunden als am frühen Morgen, sie sank von 24.9 um 1^h auf 23.3 um 21^h. Ich führe noch einige Tagesmittel an:

16. Juli . .	26.3	23. Juli . .	26.6	31. Juli . .	24.3	8. August	23.3
21. „ . .	27.2	24. „ . .	25.7	2. August	25.0	9. „	22.5
22. „ . .	26.5	30. „ . .	25.1	3. „	24.0	11. „	22.5

Karpowicz gibt noch eine graphische Darstellung der Mitteltemperatur des Wassers des Tambukan und der Temperatur der Luft in Pjätigorsk um 1^p nach dem Bulletin des Centr. Phys. Obs. Es fehlen einige Tage, lückenlos ist die Periode vom 20. Juli bis 10. August. Die Resultate sind folgende:

	Tagesmittel des Tambukansees	1^p in Pjätigorsk, Lufttemperatur	Differenz
20. Juli bis 10. August .	24.7	22.0	2.7
24. Juli	25.7	18.8	6.9
27. „	25.7	25.7	0.0
29. „	25.7	25.5	0.2
31. „	24.3	19.0	5.3
9. August	22.5	18.3	4.2

Ich gebe das Mittel und die Temperatur der Tage, in welchen die Differenz am größten und kleinsten ist. Die Tagesmittel des Wassers sind nur an einem Tage gleich, sonst erheblich höher als die Lufttemperatur in Pjätigorsk um 1^p. Es war jedenfalls eine

[1]) Traveaux des cabinet de géographie physique de l'Univ. Imp. de St. Pétersbourg. Troisieme fascicule, St. Pétersbourg 1906. (Russ. mit franz. Resume und Tabellenaufschriften.)

Digitized by Google

kühle Periode für den Hochsommer in so niedriger Breite, denn nur an 3 Tagen von 22 erreichte die Lufttemperatur um 1p 25° und stieg an keinem über 26°.

Diese bedeutende Wärme des Wassers kann etwa so erklärt werden: der See ist seicht, die Sonnenstrahlen erwärmen direkt den schwarzen Schlamm am Boden, ausstrahlen kann er durch das Wasser nicht in der Nacht. Außerdem ist, wegen des großen Salzgehaltes, die Verdunstung kleiner als von Süßwasserseen.

Die Messungen in Ekaterinoslaw wurden vom Stud. E. Bogomolow vom 26. Juni bis 24. Juli 1903 gemacht; die ausführlichen Tabellen mit Text sind veröffentlicht worden. Ein Anker wurde im Flusse festgemacht und dort alle Beobachtungen vorgenommen. Die Lufttemperatur wurde 1 m über dem Wasser mittels Schleuderthermometer gemessen. Beobachtungen jeden Tag um 7, 13 und 21h, einen Tag stündlich. Stromgeschwindigkeit wurde dreimal gemessen und zu 0.50 bis 0.83 mps gefunden.

17. bis 18. August. (t = Luft, ta O = Wasseroberfläche.)

St	t	ta O	St	t	ta O
7	23.3	22.3	18	29.5	24.4
9	24.5	22.9	19	25.3	24.4
10	27.0	23.2	20	23.0	24.3
11	28.6	23.6	2	19.0	23.8
12	31.0	24.0	4	17.6*	23.6
13	29.6	24.4	6	21.0	23.4*
15	30.5	24.7	7	22.9	23.5
			Mittel:	23.8	24.5.

Also eine etwas niedrigere Temperatur der Luft als der Oberfläche des Wassers, und eine bedeutend größere Amplitude der Lufttemperatur.

Das Mittel aus den drei Beobachtungen am Tage ist folgendes (ta O = Oberfläche des Wassers, ta 8 = Wasser 8 m tief, t = Luft 1 cm über dem Wasser, T = Luft an der meteorologischen Station, etwa 1 km vom Flusse und bedeutend höher gelegen):

9 Tage		26 Tage	
ta O	23.8	ta O	23.6
ta 8	23.7	t	24.2
t	23.8	T	23.3
T	24.4		

Die große Tabelle enthält fast für alle Tage ta O, t und T, für wenige Tage die Temperatur in vollen Stunden von 1 bis 7, dann die Richtung und Stärke des Windes, die Bewölkung und den Niederschlag. Wie bei anderen genügend rasch fließenden Gewässern ist der Unterschied der Temperatur an der Oberfläche und in großer Tiefe unbedeutend. Die letzten vier Tage brachten große Kontraste der Temperatur von Luft und Wasser.

	ta O	t	T
21. August	25.6	25.8	27.0
21. „	27.3	36.5	37.0
21. „	27.1	28.5	30.4
25. „	23.2	17.0	16.0
25. „	23.0	19.5	19.4
25. „	22.0	18.1	17.5

Am 21. sonniger Tag mit leichtem SW, am 25. um 13h Bewölkung 10, W 10.

Es wird oft bemerkt, daß die häufig angestellten Vergleiche der Wasser- und Lufttemperaturen, wobei die letzteren nicht über dem Wasser oder am Ufer, sondern in Entfernungen von zuweilen 1 km und mehr vom Wasser beobachtet sind, nicht eben viel beweisen. Bei den Beobachtungen in Ekaterinoslaw wurde besser verfahren, d. h. die Lufttemperatur gerade über dem Wasser in der Mitte eines etwa 1 km breiten Flusses bestimmt. Und doch ist die Lufttemperatur über dem Wasser wenig verschieden von derjenigen einer vom Wasser entfernten Station, und oft recht verschieden von derjenigen des Wassers. Dies ist leicht zu erklären. Die Luft ist in beständiger Bewegung, namentlich am Tage; die Luft, welche über dem Wasser ist, $^1/_2$ km vom Lande, war vor wenigen Minuten über dem Lande. Dies zeigt, daß ein Vergleich der Temperatur von Flüssen und kleinen Seen mit der Lufttemperatur in einiger Entfernung doch statthaft ist. A. Woeikow.

Meteorologische Beobachtungen zu Catania 1892 bis 1905. Da wir kürzlich die Ergebnisse der Meteorologischen Beobachtungen am Ätna-Observatorium hier mitgeteilt

Digitized by Google

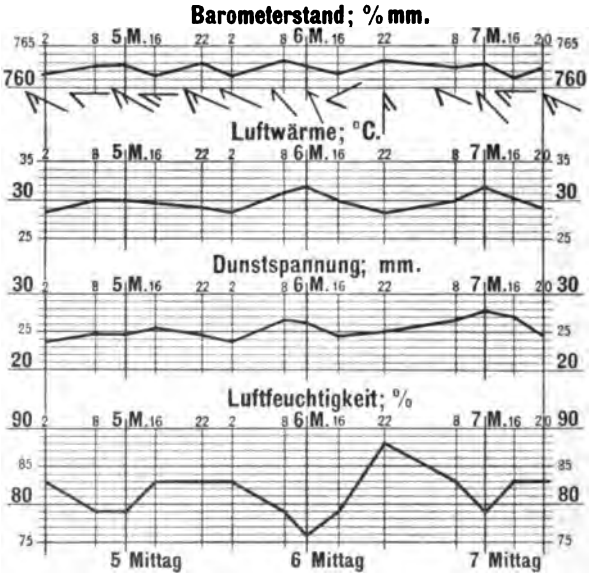
haben, so mögen auch die Ergebnisse der Beobachtungen an der Basisstation nachfolgen, nach A. Riccó und Cavasino.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Catania 1892 bis 1905, 37° 30′ NBr., 1° 0′ EL., 65 m.

	Luftdruck		Temperaturmittel	Dampfdruck	Relative Feuchtigkeit	Verdunstung	Bewölkung	Sonnenschein Proz.	Niederschlagsmenge
		auf das Meeresniveau red.							
Januar	757.3	762.8	10.1	6.5	66	1.80	4.7	0.44	81
Februar	56.5	62.0	11.0	6.7	65	2.08	4.9	0.46	61
März	55.2	60.6	12.6	7.3	64	2.28	4.7	0.48	51
April	55.1	60.4	15.1	8.3	63	2.70	4.6	0.46	35
Mai	55.8	61.0	18.5	9.5	58	3.48	3.9	0.52	25
Juni	56.1	61.3	22.9	11.7	53	4.52	2.6	0.60	6
Juli	55.9	61.0	26.3	13.1	50	5.55	1.3	0.68	4
August	56.5	61.6	26.3	14.0	54	5.28	1.6	0.67	13
September	57.1	62.3	24.1	13.4	59	4.46	3.0	0.56	52
Oktober	57.0	62.3	20.3	12.0	66	3.09	4.8	0.47	92
November	57.4	62.7	15.4	9.5	70	2.10	5.3	0.42	108
Dezember	56.6	62.1	11.7	7.5	69	1.86	5.0	0.39	98
Jahr	756.4	761.7	17.9	10.0	61	3.27	3.9	0.51	626

Eigenartiges Elmsfeuer, beobachtet auf Cay Lobos 22° 33′ N, 77° 36′ W.G., vom Hauptleuchtturm-Wärter Herrn Fred. W. Lunn, 6. September 1891, 22h. — Dieses Jahr (1906) arbeitete ich wieder sechs Wochen in der Meteorological Office, London, um für meine Arbeiten Auszüge zu nehmen aus dort vorhandenen Schiffsjournalen und sonstigen Dokumenten. Wie früher, so hatten auch diesmal die Herren Direktor Dr. W. N. Shaw und Marinesuperintendent Kpt. Campbell Hepworth, C. B. Korv.-Kpt. d. R., die Anweisungen gegeben, mir in jeder Weise behilflich zu sein, was auch von den Herren ersten Assistenten Chs. Harding, Bibliothekar Duncan Bell, Kpt. Wm. Allingham und allen Assistenten, mit denen ich in Berührung kam, unverändert bis zum letzten Augenblick auf freundlichste und entgegenkommendste Weise geschah, wofür auch hier aufrichtigen, verbindlichsten Dank

Fig. 2.



ich erstatte. — Dabei fand ich obengenannte Beobachtung, an die ich hier die meteorologischen Beobachtungen desselben Tages, sowie des vorhergehenden und nachfolgenden anschließe. Die Richtungen sind angegeben rechtweisend, d. i. dem Erdmeridian entsprechend, der Barometerstand ist berichtigt nach dem ursprünglich gefundenen Standfehler, und reduziert auf Meeresoberfläche und 0° C; die Lufttemperatur ist möglicherweise außer dem Ablesungsfehler ± 0.17° C ungenau, dementsprechend Dunstspannung und Feuchtig-

Digitized by Google

keitsgehalt nicht so sicher wie bei genauen Landbeobachtungen. — Die Zeit ist gezählt von Mitternacht zu Mitternacht = 24 Stunden.

1891, September.

G. T.	Z. Std.	O. T.	Z. Std.	Wind von	Wind Ltk.	Bar. mm	L. °C	Schwg. mm	Feuchtigk. Proz.	Wolken Form	Wolken Zehntel	Wetter
5	7.2	5	2	ESE	3	761.7	28.3	23.8	83	Cu	5	c
	13.2		8	E	2	62.4	30.0	24.7	79	Cus	5	„
	17.2		M.	ESE	3	62.8	30.0	24.7	79	„	6	„
	21.2		16	E	3	61.6	29.4	25.3	83	Cu	7	„
6	3.2		22	ESE	3	63.0	28.9	24.7	83	„	4	„
	7.2	6	2	„	1	61.7	28.3	23.8	83	—	4	„
	14.2		9	SE	1	63.2	31.1	26.6	79	—	4	„
	17.2		M.	SSE	1	62.8	31.7	26.3	76	—	3	„
	21.2		16	ENE	2	61.8	30.0	24.7	79	—	3	„
7	3.2		22	S	3	63.2	28.3	25.0	88	Cic E rasch / Cu ni	7	c q l[1])
	13.2	7	8	ESE	2	62.4	30.0	26.1	83	Ci W langsam / Cu	7	c
	17.2		M.	SE	2	62.9	31.7	27.6	79	Ci NW langsam / Cu	5	„
	21.2		16	E	3	61.3	30.6	27.0	83	Cu	4	„
8	1.2		20	ESE	2	62.3	28.9	24.7	83	Cu ni	4	c q l[2])

Ob aus jenen Gegenden Ähnliches bekannt ist, erinnere ich mich nicht; wohl aber, daß auf einer Reise in afrikanischer Wüste dergleichen man beobachtete (Gerhard Rolfs?); wenn wir auf hohen südlichen Breiten in feuchtem Nebel segelten, kam es öfter vor, daß beim Holen (Ziehen) an Tauen die Stellen leuchteten, über die wir mit unseren Händen strichen, doch ist es nicht unmöglich, daß dies veranlaßt sei durch mikroskopische, vom Spritzwasser dorthin gebrachte Tiere.

Hamburg, Dezember 1906. A. Schück.

„Die Regenfälle im Stromgebiete des Nils und die Nilflut im Jahre 1906“[3]). Unter diesem Titel erschien das erste Heft einer neuen Serie von periodischen Mitteilungen des Survey Department in Ägypten. Diese Veröffentlichung ist bestimmt, die interessanten technischen und wissenschaftlichen Resultate zusammenzufassen, die in den laufenden Jahrbüchern des Department enthalten sind.

Direktor Kapitän H. G. Lyons sagt, daß, obgleich die Zunahme der Regenstationen in Britisch-Zentralafrika, Uganda und im Sudan die Schwierigkeiten einer Flutprognose wesentlich herabgesetzt hat, die Unkenntnis der meteorologischen Verhältnisse von Abessinien, namentlich während der Regenzeit, Juni bis August, trotzdem ein großer Mißstand ist, und um diesen wenigstens teilweise zu beseitigen, beschloß er, Anfang 1907 einen qualifizierten Meteorologen nach Addis Abeba zu schicken, um die lokalen Verhältnisse des Landes zu studieren.

Das Kapitel über die normale Verteilung des Regens verfolgt die heftigen Regenfälle von Zomba, Britisch-Zentralafrika und Deutsch-Ostafrika im Januar und Februar, bis Abessinien und Sudan, im Juli und August. Während dieser zwei Monate erhalten diese Gegenden 60 Proz. der jährlichen Regenmenge. Im September beginnen die Regenfälle in Abessinien nachzulassen und sich nach Süden zurückzuziehen.

---

[1]) Rundum Wetterleuchten (Flächenblitze); es war so stark (gemeint ist wohl der Elektrizitätsgehalt der Luft), daß, wenn ich meine Hände ausstreckte, an den Enden meiner Finger blaues Licht sich zeigte. Ich möchte wohl wissen, ob dies Gas war. Die Erscheinung betrachte ich als eigenartiges Elmsfeuer; später, d. h. nach Absendung der Mitteilung, erinnerte ich mich, daß auch 1861 der Kapitän eines Singaporeschiffes, auf dem ich Steuermann war, mir erzählt hatte, bei Wetterleuchten seien einmal die Malayen, die Marssegel reffen sollten, entsetzt herunter gekommen, oben müsse der Teufel sein, dort leuchteten ihre Haare und Finger; als er dann selbst mit ihnen nach oben stieg, hätte er das selbst an seinen Fingerspitzen, den Haaren und Fingerspitzen der Malayen gesehen, da er sich nicht dadurch beirren ließ, auch diese beruhigt. — 1863, Ende November oder Anfang Dezember, auf einer Reise von Hongkong nach Niappo, auf einem Schiffe, dessen Flaggenknöpfe Glasverzierung hatten, sah ich diese bei Gewitterluft auch leuchten, doch hielt ich dies für Spiegelung der Kompaß- und anderer Deckleuchten.

[2]) Vom 27. 23^h bis 28. $1^h 15$ feiner Regen.

[3]) Nature 77, 21.

Digitized by Google

In der Diskussion der Regenfälle für 1906 wird gezeigt, daß die meisten Orte in den Beobachtungsgebieten zur Zeit der normalen, heftigen Regengüsse eine Überschreitung der normalen Regenmenge aufwiesen, während in der Trockenheit ein Defizit sich bei ihnen einstellte. Im Nilbecken begannen die Regenfälle etwas später.

Zu Ende Oktober 1905 schien es wahrscheinlich, daß der Nil während des Jahres 1906 tief stehen würde, da die Sommerregen in Abessinien schwach gewesen waren. Im November, Februar und März gaben einige außergewöhnliche und heftige Regengüsse der Sache eine andere Wendung und lieferten eine wirklich gute Zufuhr von Wasser.

In Khartum begann die Flut am 27. Mai, 16 Tage zu spät, und erreichte ihr Maximum am 14. September, 10 Tage zu spät. Das Volumen der Flut, geschätzt nach der Ausflußkurve des Meßapparates zu Aswan in den Monaten Juli, August, September und Oktober, war 0.87 des Mittels von 38 Jahren.

Im April 1906 machte J. J. Craig eine Untersuchung über den Betrag des Durchsickerns des Wassers durch die Flußbänke; er benutzte dazu die Stromaufzeichnungen von Aswan und Sarras und namentlich die Beobachtungen über den Wasserstand zu Kareima. Craig kam dabei zum Schlusse, daß zur Zeit des seichten Wassers und auf der Flußstrecke zwischen Khartum und Sarras (1480 km Erstreckung) das Wasser durch die Bänke in den Fluß sickert im Betrage von 140 bis 200 cbmps. Während der Hochflut dringt ähnlicherweise Wasser aus dem Fluß in die umliegenden Gebiete, da dann der Wasserspiegel außerhalb des Flusses tiefer steht als die Oberfläche des Flusses selbst.

Meteorologische Beobachtungen in Matto Grosso. Wir entnehmen den Revista Mensal der Escolas Profissionaes Salesianas zu Cuyaba, die folgenden Beobachtungsergebnisse einer neuen meteorologischen Station.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Araguaya-Matto Grosso im Jahre 1906. 15° 3′ SBr., 8° 2′ W. v. Rio, 488 m.

	Luftdruck				Temperatur						Relative Feuchtigkeit			
						Mittleres			Absolutes					
	Mittel	Max.	Min.	Schwkg.	Mittel[1]	Max.	Min.	Diff.	Max.	Min.	6a	2p	8p	Mittel
März . . .	720.4	723.8	717.8	6.0	25.3	27.3	23.2	4.1	30.0	22.5	92	82	89	88
April . . .	22.4	25.8	20.2	5.6	24.8	28.9	22.9	5.9	31.5	15.8	90	67	82	80
Mai	24.3	27.0	21.6	5.4	24.7	28.0	21.4	6.6	29.9	18.9	87	65	76	76
Juni	24.3	26.4	20.6	5.8	24.3	27.9	20.8	7.1	29.9	19.0	84	63	78	74
Juli	24.8	27.4	22.6	4.8	23.3	27.6	19.0	8.6	29.4	16.5	86	70	85	81
August . .	24.5	26.6	21.4	5.2	24.3	29.2	19.6	9.6	31.8	16.9	86	68	89	80
September .	22.8	25.8	19.1	6.7	27.0	32.0	21.7	10.3	35.6	14.2	83	63	80	76
Oktober . .	20.4	22.9	18.3	4.6	26.4	30.2	22.7	7.5	33.8	20.1	86	63	72	73
November .	19.7	21.8	17.7	4.1	25.2	28.6	22.5	6.1	32.3	20.9	91	75	80	82
Dezember .	20.1	22.0	18.2	3.8	24.6	28.1	23.4	4.7	30.8	21.4	92	78	86	85
Januar 1907	19.3	21.9	15.3	6.6	25.2	28.2	22.6	5.6	31.0	21.4	92	77	85	85
Februar . .	19.5	22.4	16.1	6.3	24.6	27.2	22.0	5.2	30.5	21.6	93	81	87	87
Jahr	721.9	727.4	715.3	12.1	25.0	28.6	21.8	6.8	35.6	14.2	88	71	82	80

		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Bewölkung	6a	7.7	7.2	8.4	3.9	2.7	4.3	3.1	4.2	5.9	5.9	8.3	8.7	5.9
	2p	8.5	7.2	8.6	6.9	6.0	5.7	4.8	3.1	5.4	7.7	8.3	8.5	6.7
	8p	6.3	7.1	7.7	4.1	2.9	2.1	2.2	3.9	4.3	5.7	7.1	6.6	5.0
	Mittel	7.5	7.2	8.2	5.0	3.9	4.0	3.4	3.7	5.2	6.4	7.9	7.9	5.9
Niederschlags-	Menge	181	285	275	39	0	0	0	0	79	114	134	259	1366
	Tage	13	18	24	5	0	0	0	0	4	11	19	16	110
	Max.	30	48	47	28	0	0	0	0	72	28	26	57	72
Gewittertage		17	20	13	13	0	0	0	0	5	15	9	17	109

Temperaturen in großen Höhen des Himalaja. Anfang Juli (1906?) wurden in einem Lager in der Höhe von 6500 m in einem Teil des Himalaja (etwa 34° NBr., 76° EL.), an drei Nächten — 15.5, — 20, — 21° C am Minimumthermometer abgelesen. Am zweiten Tage, $14^1/_2{}^h$, erschien die Sonne aus Wolken, und das geschwärzte Thermometer im Vakuum zeigte 88.8° C, um 16^h 61°, und im Schatten der Zelte 15.5, um 21^h — 17.7° C. (Aus einem Berichte von Fanny Workman in La Geographie, 15. Februar 1907.)

[1]) $(6^h + 2^h + 8^h) : 3$.

Digitized by Google

Literaturbericht.

Voss, Ernst Ludwig: Die Niederschlagsverhältnisse von Südamerika. Gotha, J. Perthes, 1907. 4°. IV, 1 Bl., 59 S., 2 Taf. Preis 6 ℳ (Ergänzungsheft Nr. 157 zu Petermanns Mitteilungen).

Die vorliegende Abhandlung bildet den ersten Teil einer Klimatographie von Südamerika, zu deren Bearbeitung der Verfasser durch seine Beschäftigung als Assistent der meteorologischen Abteilung der Commissão Geographica e Geologica des Staates São Paulo (Brasilien) angeregt wurde. Die Beschaffung des Materials bot manche Schwierigkeit, und es ist dem Verfasser nicht gelungen, aus den nördlichen Staaten, mit Ausnahme von Britisch-Guayana und Venezuela, die Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen zu erhalten. Als ein erfreuliches Zeichen des wachsenden Interesses für die klimatische Erforschung Südamerikas ist es dagegen anzusehen, daß gerade in den letzten fünf Jahren sich das klimatologische Material über Südamerika bedeutend vermehrt hat.

Die Darstellung der Niederschlagsverhältnisse Südamerikas beruht auf den Beobachtungen von 378 Stationen, die eine Periode von 1 bis $50\frac{1}{2}$ Jahren umfassen; mehr als die Hälfte der Stationen weist indessen fünf und weniger Beobachtungsjahre auf, wozu noch kommt, daß von einer gewissen Anzahl von Stationen nicht einmal die Beobachtungsjahre zu ermitteln waren. Es wird alles vorhandene Material verwandt, selbst die kürzesten Beobachtungsreihen, ohne vorherige Reduktion auf langjährige Durchschnittswerte von Nachbarstationen, die jedoch in dem vorliegenden Falle nicht durchzuführen war. Der Verfasser behandelt nacheinander die Regenzonen in Südamerika, die Verteilung des Regens in den einzelnen Jahreszeiten, die Regengebiete und den jährlichen Gang des Regenfalles, die Regen- und Trockenperioden, die Regenwahrscheinlichkeit, die mittlere, größte und kleinste monatliche Regenmenge und schließlich die Maxima des Regenfalles in 24 Stunden.

Sowohl in der Verteilung der Niederschlagsmengen, der Niederschlagshäufigkeit, der Schwankung der monatlichen Niederschlagsmengen, als auch in der Verteilung des Niederschlages auf die Jahreszeiten treten, wie die der Abhandlung beigegebenen Karten deutlich erkennen lassen, fünf in sich einheitliche, mehr oder weniger genau begrenzte Zonen auf: 1. das Stromgebiet des Amazonas und seiner Nebenflüsse; 2. das Gebiet der ostbrasilianischen Staaten Ceará, Piauhy, Parahyba und Pernambuco; 3. Mittel- und Südbrasilien; 4. die Peru, Nord-Chile, West-Argentinien und Patagonien umfassenden Gebiete, und 5. Süd-Chile. Das erst- und letztgenannte Gebiet zeichnen sich durch eine außerordentlich hohe jährliche Regenmenge von über 2000 mm aus, während die an zweiter und vierter Stelle angeführten Gebiete die Trockenzonen des Kontinents mit weniger als 500, bzw. mit weniger als 250 mm Niederschlag im Jahr repräsentieren. Der jährliche Regenfall schwankt in Südamerika zwischen 3697 mm in Alto da Serra am Ostabhang der Serra do Mar in Süd-Brasilien (30 Jahre) und 3 mm in Iquique im nördlichen Chile (5 Jahre). Die Ursachen für das Eintreten und Ausbleiben der Niederschläge sind verschiedene: außer den Winden spielen, wenigstens an der Westküste, auch die Meeresströmungen und Auftriebwasser eine große Rolle.

Für den weitaus größten Teil Südamerikas ist der Sommer die nasseste, der Winter die trockenste Jahreszeit. Ausgesprochene Sommerregen hat der gewaltige Länderkomplex, der mit Ausnahme der nördlichen, nordöstlichen und südlichsten Staaten ganz Brasilien, Bolivien und Nord-Argentinien umfaßt und sich vom Atlantischen Ozean bis zu den Anden ausdehnt. Nördlich von diesem Gebiet herrscht eine doppelte Regenperiode; in dem Küstenstrich, der sich von Cartagena nach E an der venezolanischen Küste entlang bis nach Holländisch-Guayana erstreckt, fallen vorwiegend Sommer- und Herbst- bzw. Winterregen, südlich davon Frühjahrs- und Herbstregen. Das Hauptgebiet der Winterregen ist die Westküste vom 5. bis zum 50. Grade SBr., während in einem Teile des westlichen und im südlichen Argentinien, sowie in einem großen Teil der Oststaaten von Brasilien der meiste Niederschlag im Herbst niedergeht. Gleichmäßig auf das ganze Jahr verteilte Regen herrschen in den südlichen Staaten Brasiliens, Uruguay und der argentinischen Provinz Buenos Aires, sowie im chilenischen Patagonien.

Verfasser versucht auch zu ermitteln, inwiefern die mittleren Längen der nassen und trockenen Perioden voneinander und von der jährlichen Niederschlagsmenge abhängig sind und kommt zu dem Resultat, daß mit dem Abnehmen der Länge der trockenen Perioden

Digitized by Google

die der nassen wächst und umgekehrt, sowie daß mit der Abnahme der jährlichen Niederschlagsmenge auch die Länge der nassen Perioden ab- und die der trockenen zunimmt. Die längste Periode ohne Niederschlag dauerte in San Juan im nordwestlichen Argentinien nicht weniger als 671 Tage, während als längste Regenperiode auf der Islote de los Evangelistas im südlichen Chile eine solche von 72 Tagen verzeichnet wurde. Auffallenderweise scheint der Index der Erhaltungstendenz für die Verhältnisse Südamerikas nicht zu passen und führt zu keinen befriedigenden Ergebnissen.

Die Regenwahrscheinlichkeit schwankt in Südamerika zwischen 4 und 85. Die größten monatlichen Niederschlagsmengen fallen nach den vorliegenden Beobachtungen in Pernambuco, wo die absolute Schwankung der Monatsmengen eine ganz erhebliche ist. Im Juli beträgt nach $29^1/_2$ jährigen Beobachtungen der mittlere Regenfall 355 mm, das Maximum 1440 mm, das Minimum 58 mm. Die größte jährliche Regenmenge weist Alto da Serra mit 5563 mm auf, und in der gleichen Gegend am Ostabhang der Serra do Mar in einer Höhe von 230 m, am Kilometer 22 der Eisenbahn Santos—São Paulo, wurde am 29. März 1898 die größte tägliche Niederschlagsmenge von 417 mm gemessen.

Am Schluß der Abhandlung gibt der Verfasser noch eine Übersicht über die gesamte meteorologische und klimatologische Literatur Südamerikas, wobei er in dankenswerter Weise auch auf die Entwickelung des meteorologischen Dienstes der einzelnen Staaten kurz eingeht.

H. Henze.

Bulletin of the Mount Weather Observatory. Vol. I, Part 1. Washington 1908. 8°. 63 S., 16 Taf. (U. S. Department of Agriculture. W. B. No. 381.)

Die Herausgabe dieser Veröffentlichung des amerikanischen Wetterbureaus verdient die Beachtung der europäischen Meteorologen in hohem Grade, denn das neue Observatorium auf dem Mount Weather dient in erster Linie der wissenschaftlichen Forschung und erst mittelbar praktischen Zwecken. Das vierteljährlich erscheinende Bulletin, dessen erstes Heft vorliegt, soll Berichte über die hier ausgeführten Untersuchungen bringen.

Einleitend gibt der Direktor des Weather Bureau, Mr. Willis Moore, einen Überblick über Entstehung und Zweck des Mount Weather-Observatoriums. Von der Voraussetzung ausgehend, daß die Wettervorhersage nur durch Vertiefung der ihr zugrunde liegenden Wissenschaft verbessert werden kann, will die Regierung jetzt auch die Meteorologie selbst fördern durch Gründung eines besonderen Observatoriums, dessen Aufgaben in folgende Gruppen zerfallen:

a) Studien der Atmosphäre an der Erdoberfläche und in verschiedenen Höhen; Bestimmung der Temperatur, Feuchtigkeit usw., der Absorption von Licht, Wärme und elektrischen Wellen, des Staubgehalts und der verschiedenen anderen Eigenschaften der Luft.

b) Solaruntersuchungen; Messung der Insolation, der Größe und Verteilung der Sonnenflecken, Studien über den Wechsel der empfangenen Sonnenenergie und dessen Ursachen.

c) Erdmagnetismus mit besonderer Berücksichtigung der Beziehungen zu anderen irdischen oder solaren Phänomenen.

d) Laboratoriumsuntersuchungen; Nachahmung meteorologischer Phänomene, Experimente zur Erklärung des Ursprungs und der Gesetze von Witterungszuständen; Konstruktion und Prüfung von Apparaten.

Das Observatorium liegt in Virginien auf einem Gipfel der Blue Ridge Mountains, 1725 feet (526 m) hoch, 76 km in der Luftlinie von Washington und 10 km von der nächsten Bahnstation entfernt. Zum Direktor ist Dr. William J. Humphreys, zu dessen Stellvertreter Dr. William R. Blair ernannt. Das Hauptgebäude, welches jedoch im Herbst 1907 vollständig abgebrannt ist, war bereits als meteorologische Station erster Ordnung ausgerüstet. Die aerologische Abteilung ist zuerst fertig geworden (Dampf- und Dynamomaschine, elektrolytischer Wasserstoff-Erzeugungsapparat, Gasometer, drehbares Windenhaus, Kältekammer zur Prüfung der Instrumente); bei der Einrichtung hat offenbar das Preußische Aeronautische Observatorium vielfach als Vorbild gedient. Täglich werden Drachenaufstiege gemacht und deren Ergebnisse nach Washington für prognostische Zwecke telegraphisch gemeldet. Zwei kleine Pavillons für magnetische Untersuchungen sind auch schon errichtet; die Laboratorien für Physik und Solarphysik sind noch im Bau.

Den Hauptinhalt des Heftes bilden die Ergebnisse der Drachenaufstiege. Dr. Blair beschreibt hier unter Beigabe sehr deutlicher Bilder genau die Methoden und Apparate,

Digitized by Google

welche auf dem Mount Weather gebraucht werden, und teilt die bei den einzelnen Aufstiegen in der Zeit vom 5. Juni bis 30. September erhaltenen Zahlenwerte (ausgedrückt in englischen und in Dezimalmaßen) ausführlich mit. Die Höhenisothermen der Aufstiege sind in der von Assmann eingeführten Weise monatsweise graphisch dargestellt und veröffentlicht.

Ein Schlußkapitel von Prof. Alfred J. Henry behandelt die Verwendung der Daten aus den oberen Luftschichten für die Wettervorhersage. Da nur die Erfahrungen eines einzigen Sommers vorliegen, sind noch keine wesentlich neuen Resultate abgeleitet worden. Um die Höhenisothermen der Aufstiege mit der Wetterkarte besser vergleichen zu können, sind die Angaben auf 8ª reduziert worden, wobei angenommen ist, daß in Schichten über 1500 m Höhe die tägliche Periode der Temperatur vernachlässigt werden kann. Auch diese graphischen Darstellungen sind dem Hefte beigegeben.

R. Süring.

Kassner, Carl: Das Wetter und seine Bedeutung für das praktische Leben. Leipzig (Quelle u. Meyer) 1908. 8°. VI, 148 S. (Sammlung: Wissenschaft und Bildung. Herausg. von Paul Herre. Heft 25.) Preis geb. 1.25 ℳ

Mit den kürzlich in großer Menge erschienenen ganz populären Schriften über das Wetter hat das vorliegende Heft gemein, daß es die Elemente der Wettervorhersage in erster Linie berücksichtigt, es unterscheidet sich wesentlich dadurch, daß es außerdem die Bedeutung des Wetters selbst für das öffentliche und private Leben hervorhebt. Dazu kommt ein sehr zusammengedrängter, aber inhaltreicher historischer Abschnitt.

Das erste Kapitel (geschichtliche Entwickelung der Wettervorhersage) bespricht die Zeit ohne systematische Beobachtungen, meteorologische Volksbücher, Bauernregeln, Mond und Wetter, die Anfänge systematischer Wetterbeobachtungen und die Erfindung der meteorologischen Instrumente. Das zweite Kapitel gibt eine kurze Darlegung der Grundlagen der modernen Wettervorhersage oder wohl richtiger der Grundlagen der Witterungskunde, soweit sie für die heutigen Methoden der Prognose in Betracht kommen. Hierbei ist auch die Organisation des öffentlichen Wetterdienstes im Deutschen Reiche kurz besprochen und durch eine Karte der Haupt- und Unterbezirke der norddeutschen Wetterdienststellen erläutert. Das dritte Kapitel: Die Bedeutung des Wetters für das praktische Leben, verleiht dem Buche sein eigenartiges Gepräge. Gestützt auf langjährige Erfahrung zeigt der Verfasser unter Anführung vieler Beispiele und Zahlenangaben, wie und wo die Witterungskunde überall in das öffentliche Leben eingreift und hier Nutzen stiften kann. Es werden unter anderem erwähnt: Der Einfluß des Klimas auf den Anbau der Pflanzen, Einfluß der Temperatur und Feuchtigkeit auf Warentransporte, Verkehrsstörungen durch Schnee und die Kosten ihrer Beseitigung, Trübung der Luft durch Nebel und Rauch, ferner die Bedeutung der Meteorologie in der Rechtspflege, die Wetterkrankheiten und schließlich der Einfluß des Menschen auf das Wetter (Entwaldung, Trockenlegung und Bewässerung, Hagelschießen). Obgleich alle diese Punkte auf 30 Seiten, also nur skizzenhaft behandelt sind, wird auch manchem Meteorologen diese in solcher Vielseitigkeit wohl neue Zusammenfassung willkommen sein.

R. Süring.

Bibliographie.

Åkerblom, F.: Recherches sur les courants les plus bas de l'atmosphère au-dessus de Paris. Upsala 1908. 4°. 2 Bl., 45 S. (Nov. Act. R. Soc. Scient. Upsal. Ser. IV., Vol. 2, N. 2).

Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Central-Anstalt 1906. Zürich (1908). 4°. VI, 132, 13, 51, 25, 12, 1, 7, 5 S., 1 Bl., 10 Taf.

Anuario del Observatorio de Madrid para 1908. Madrid 1907. kl. 8°. 543 S. (Dirección general del Instituto Geográfico y Estadistico). — Enthält unter anderem die Abschnitte: Radiación calorífica solar de Julio de 1906 à Junico de 1907. S. 361—371 (soweit möglich tägliche Messungen mit einem Ångström schen Pyrheliometer), Observaciones meteorológicas efectuadas en el observatorio de Madrid durante el año 1906. S. 373—540.

Anuario del Observatorio Astronómico Nacional de Tacubaya para el año de 1908. Formado bajo la dirección del Ingeniero Felipe Valle. Año XXVIII. México 1907. 8°. 580 S., 1 Taf.

Digitized by Google

Baschin, Otto: Die Wellen des Meeres. Berlin, E. S. Mittler & Sohn 1907. 8°. 38 S. (Meereskunde. Sammlung volkstümlicher Vorträge zum Verständnis der nationalen Bedeutung von Meer und Seewesen. I. Jahrg., 12. Heft).

Bulletin annuel de la commission de météorologie du département des Bouches-du-Rhône. Année 1906. 25me année. Marseille 1907. 4°. X, 1 Bl., 113 S., 3 Taf. — Enthält außer den Beobachtungsergebnissen auf S. 79—113 eine Abhandlung von E. Stephan: Documents relatifs au climat de Marseille. — In Marseille sind seit 1823 regelmäßig meteorologische Beobachtungen angestellt.

Bulletin of the Mount Weather Observatory. Prepared under the Direction of Willis L. Moore. Vol. I, Part. 1. Washington 1908. 8°. 63 S., 16 Taf. (U. S. Department of Agriculture. W. B. No. 381).

Curven des Magnetographen im Observatorium zu Jekaterinburg an stark gestörten Tagen des Jahres 1907. Quer-Fol. 1 Bl., 19 Taf.

Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen an den Landesstationen in Bosnien-Hercegovina in den Jahren 1904 und 1905. Herausg. v. d. bosnisch-hercegovinischen Landesregierung. Sarajevo 1907. 4°. XIV, 141 S.; VII, 191 S. 1 Taf.

Ergebnisse der täglichen Niederschlagsmessungen auf den meteorologischen und Regenmeßstationen in der Schweiz. Jahrgang 1906. Herausgegeb. v. d. Schweizerischen meteorologischen Zentralanstalt. Zürich (1907). 4°. 2 Bl., 228 S., 2 Bl., 3 Taf.

Fischer, Alfred: Die Hurricanes oder Drehstürme Westindiens. Gotha. J. Perthes 1908. 4°. 2 Bl., 70 S., 1 Karte. Preis 4.60 ℳ. (Ergänzungsheft Nr. 159 zu Petermanns Mitt.).

Gerdien, H.: Untersuchungen über die atmosphärischen radioaktiven Induktionen. Berlin, Weidmann 1907. 4°. 74 S., 4 Taf. (Abhandlungen der Königl. Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen. Mathematisch-Physikalische Klasse. Neue Folge. Bd. V, Nr. 5.) Preis 7 ℳ.

Homma, Y.: Distribution of electricity in the atmosphere. Baltimore 1907. 8°. S.-A. Terrestrial Magnetism and Atmosph. Electr. Vol. XII, S. 49—72.

Jahrbuch des Meteorologischen Observatoriums in Zagreb (Agram) für das Jahr 1903. Jahrgang III, III. Theil. Zagreb 1906. Folio. 50 S.

—: Dasselbe für 1904. Jahrg. IV, III. Theil. Ebenda 1907. Fol. 50 S.

—: Dasselbe für 1905. Jahrg. V, III. Theil. Ebenda 1907. Fol. 50 S.

—: Dasselbe für 1906. Jahrg. VI, III. Theil. Ebenda 1907. Fol. 50 S. — Betrifft: Niederschläge in Kroatien und Slavonien auf Grund der Aufzeichnungen an rund 120 Stationen.

Keeling, B. F. E.: The Climate of Abbassia near Cairo. Cairo 1907. 8°. 61 S., 8 Taf. (Survey Department Paper, No. 3).

—: Magnetic Observations in Egypt 1895—1905, with a summary of previous magnetic work in Northern Africa. Cairo 1907. 8°. 65 S., 4 Taf. (Survey Department Paper, No. 6). Preis 100 Milliemes.

Lanchester, F. W.: Aerodynamics constituting the first volume of a complete work on aerial flight. With appendices on the velocity and momentum of sound waves, on the theory of soaring flight, etc. London, Archibald Constable & Co. 1907. 8°. XVI, 442 S., 4 Taf. Preis 22.50 ℳ.

Möller, Max: Zur Theorie der Bewegungsvorgänge. Leipzig (S. Hirzel) 1907. Erste Lieferung. 8°. VII, 86 S. S.-A. „Die Turbine". Jahrg. 1907. Preis 2 ℳ.

Meteorological **observations** at stations of the second order for the year 1903. Published by the authority of the Meteorological Committee. Edinburgh 1908. 4°. XIV, 169 S., 1 Taf. Preis 22 s. 6 d.

Observatoire magnétique, météorologique et sismologique de Zi-Ka-Wei (Chine) fondé et dirigé par les missionaires de la Compagnie de Jésus. Bulletin des observations. Tome XXXI, année 1905. Fascicule A Magnétisme terrestre. Chang-Hai 1907. 4°. 2 Bl., 64 S., 12 Tafeln.

Osservazioni meteorologiche fatte nell' anno 1906 all' Osservatorio della R. Università di Torino, calcolate dal Vittorio Fontana. Torino, Carlo Clausen 1907. 8°. 53 S.

Report of the Chief of the Weather Bureau, 1905—1906. Washington 1907. 4°. XX, 405 S.

Richard, J.: L'océanographie. Paris, Vuibert & Nony (1907). 8°. VI, 398 S. Preis 8 ℳ.

Scheiner, J.: Populäre Astrophysik. Leipzig und Berlin, B. G. Teubner 1908. 8°. VI, 718 S. 30 Taf. Preis 12 ℳ. — Von meteorologischer Bedeutung sind besonders: 13. Kapitel, Die Strahlungsmessungen; 19. Kapitel, Die Sonnentheorien, und 20. Kapitel, Die Temperatur der Sonne; Elektromagnetische Einflüsse auf die Erde.

Schmauss, August: Die von der K. B. Meteorologischen Zentralstation im Jahre 1907 veranstalteten Registrierballonfahrten. München 1908. 4°. 56 S. S.-A. „Beobachtungen der meteorologischen Stationen im Königreich Bayern". Bd. XXIX, Jahrg. 1907. — Mit einem Anhang: I. Über den Temperaturgradienten Hohenpeissenberg—Zugspitze. II. Über den wahren und „scheinbaren" aus Registrierballonfahrten abzuleitenden Temperaturgradienten.

Schweder: Über einen ungewöhnlichen Sonnenhof. S.-A. Correspondenzblatt des Naturf.-Vereins zu Riga. 50. Band. 1907. 8°. S. 243—248.

Sparlosu, Basil: Wissenschaftlich begründete astro-meteorologische Wetter-Prognose für das Jahr 1908. 9. Jahrgang. Kremsmünster, Verlag des Verfassers (1908). 8°. 4 S. Preis 40 Heller.

Tabellarische Reiseberichte nach den meteorologischen Schiffstagebüchern. 4. Bd. Eingänge des Jahres 1906. Berlin 1907. 8°. X, 221 S. (Kaiserliche Marine. Deutsche Seewarte).

Thielemann, Max: Die Eisverhältnisse der Elbe und ihrer Nebenflüsse. Inaugural-Dissert. Halle a./S., Kaemmerer & Co. 1907. 8°. 148 S., 1 Bl. Preis 2 ℳ.

Veröffentlichungen des Hydrographischen Amtes der k. u. k. Kriegsmarine in Pola. Gruppe IV. Erdmagnetische Reisebeobachtungen. IV. Heft. Bestimmungen der magnetischen Deklination im oesterreich-ungarischen Küstengebiete. (Ausgeführt im Sommer 1907 von Wilhelm Kesslitz.) Herausgegeb. von der Abteilung „Geophysik". Pola 1907. Fol. 30 S., 1 Karte.

Vincent, J.: Le ballon-sonde belge du 25 juillet 1907. S.-A. Ciel et Terre, 28e année. 1907. 8°. 6 S.

—: Nouvelles recherches sur la température climatologique. Bruxelles 1907. 4°. 120 S. S.-A. Annales météorologiques de l'Observatoire royal de Belgique, année 1907, nouvelle série.

Wagner, Hermann: Geographisches Jahrbuch. Begründet 1866 durch E. Behm. XXX. Bd., 1907. Gotha, Justus Perthes 1907. 8°. XIV, 397 S. Preis 15 ℳ. — Enthält unter anderem: W. Gerbing, Bericht über die Fortschritte der Gewässerkunde des festen Landes, S. 181—220. Es wird die Literatur aus den Jahren 1899 bis 1906 besprochen.

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

J. Hauff & Co., G. m. b. H.

Feuerbach (Württemberg).

Hauff-Trockenplatten

höchster Empfindlichkeit

Gewöhnliche Momentplatte
Orthochromatische Momentplatte } Gleiche Preise
Lichthoffreie orthochr. Platte

Sauberste Präparation. Vorzügliche Deckung und Klarheit Feines Korn. Keine Gelbfärbung, daher für jeden Entwickler gleich gut verwendbar. Hervorragend für Standentwicklung.

Neu! Flavin-Platte-Hauff Neu!

Orthochromatische Momentplatte. Gibt **ohne** Anwendung einer **Gelbscheibe** die **Helligkeitswerte von Gelb und Grün naturgetreu** wieder. Vorzüglich für Aufnahmen im Gebirge, Schneelandschaften, Blumen, ☑ farbige Kostüme usw.

Näheres im Photo-Handbuch-Hauff. Gratis.

Neu! Hauff-Diapositiv-Platte Neu!

für Projektions-, Stereoskop- und Fenster-Bilder.
Hervorragend brillant und plastisch wirkend.
Für schwarze, braune und violette Töne geeignet.

Genaue Gebrauchsanweisung liegt jeder Packung bei.

Bezug durch die Handlungen photographischer Artikel.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Die Gletscher

von

Prof. Dr. **Hans Hess.**

Gr. 8°. XI und 426 Seiten. Mit 8 Vollbildern, zahlr. Abbildungen im Text und 4 Karten. Preis ℳ 15.—, geb. in Leinwand ℳ 16.—

Das Buch behandelt das Gletscherphänomen in seinen wesentlichsten Zügen auf Grund der bis in die jüngste Zeit gewonnenen Forschungsergebnisse und enthält nicht nur eine Übersicht von bisher Bekanntem, sondern bietet auch an vielen Stellen Neues, was sowohl die wissenschaftlichen Kreise, die an den Fortschritten der Gletscherkunde interessiert sind, wie auch die große Zahl der Naturfreunde, welche auf ihren Wanderungen in die Gletscherregionen kommen, in fesselnder Weise anregen und belehren wird.

Zahlreiche Illustrationen und die wertvollen Kartenbeilagen unterstützen die Ausführungen des Verfassers, der sich um die von allem in den Alpen erzielten Ergebnisse der Gletscheruntersuchungen wesentliche Verdienste erworben hat.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Handbuch der allgemeinen Himmelsbeschreibung

nach dem Standpunkte der astronomischen Wissenschaft am Schlusse des 19. Jahrhunderts.

Von **Dr. Hermann J. Klein.**

Dritte völlig umgearb. und vermehrte Auflage der „Anleitung zur Durchmusterung des Himmels".

Preis ℳ 10.—, geb. in Lnwd. ℳ 11,50, in Halbfrz. ℳ 12,50.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Prof. O. D. Chwolson,

Lehrbuch der Physik.

I. Band. Einleitung — Mechanik — Einige Meßinstrumente und Meßmethoden — Die Lehre von den Gasen, Flüssigkeiten und festen Körpern. Übersetzt von H. Pflaum. Mit 412 eingedruckten Abbildungen. 1902. (XX u. 792 S.) gr. 8°. Preis 12 Mark, gebunden in Hlbfrz. 14 Mark.

II. Band. Lehre vom Schall (Akustik) — Lehre von der strahlenden Energie. Übersetzt von H. Pflaum. Mit 658 Abbild. und 3 Stereoskopbildern. 1904. (XXII u. 1056 S.) gr. 8°. Preis 18 Mark, gebunden in Hlbfrz. 20 Mark.

III. Band. Die Lehre von der Wärme. Übersetzt von E. Berg. Mit 259 eingedruckten Abbildungen. 1905. (XI u. 988 S.) gr. 8°. Preis 16 Mark, gebunden in Hlbfrz. 18 Mark.

Ein vierter Band (Schluß des Werkes) befindet sich in Vorbereitung.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Digitized by Google

R. Fuess

vorm. J. G. Greiner jun. & Geissler.

Steglitz.

☞ Dieser Nummer ist ein Prospekt beigelegt der Firma **G. Rüdenberg jun.** in **Hannover und Wien**, betr. **Photographische Apparate usw.**

Digitized by Google

HARVARD COLLEGE LIBRARY
MAY 21 1908
CAMBRIDGE, MASS.

1908 Heft 4 April

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. R. SÜRING
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXV, zugleich Bd. XLIII der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit acht Textfiguren.

INHALT.

Seite

A. Sprung: Die registrierende Laufgewichtswage im Dienste der Schnee-, Regen- und Verdunstungsmessung. Mit 6 Figuren 145
Karl Kähler: Registrierungen des luftelektrischen Potentialgefälles an nahe benachbarten Stationen. I. Mitteilung 155
Oswald Benno Weber: Das Observatorium erster Ordnung zu Quixeramobim, Staat Ceará (Nordbrasilien) . . 162
A. Woeikow: Zur Kenntnis des Regenfalles in Niederländisch-Indien 168

Kleinere Mitteilungen:

Seite

J. Hann: Sir Richard Strachey † 174
K. Wegrosta: Ostalpenföhn und die Föhnperiode Oktober 1907 . 174
A. Defant: Über die Beziehung zwischen Druck und Temperatur bei mit der Höhe variabeln Temperaturgradienten 175
W. Krug: Der Wettersturz vom 15./16. August 1906 178
Karl Sapper: Meteorologische Beobachtungen, angestellt in den Republiken Guatemala und Salvador 1906 178
W. v. Uljanin: Über den Assmannschen Aspirationsmeteorographen. Mit 1 Textfigur 182
A. Wolfer: Provisorische Sonnenflecken-Relativzahlen für das I. Quartal 1908 183
Nebel und Stürme am Baikalsee 183
Meteorologische Beobachtungen zu Buitenzorg im Jahre 1906 . . . 185
A. Woeikow: Das Barometermaximum November 1907 in Rußland 185
Pilotballonaufstiege in Ägypten. Mit 1 Textfigur 186

Literaturbericht:

A. Schreiber: Schreiber, Paul, Formeln und Tabellen aus dem Gebiete der Thermodynamik, für die meteorologische Praxis vorgerichtet 187
Nippoldt: Keeling, B. F. E., Magnetic observations in Egypt 1895—1905, with a summary of previous magnetic work in northern Africa 191

Bibliographie 191

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis ℳ 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1908

Digitized by Google

Original Lambrecht's Polymeter

in Taschenuhrform, D. R. G. M. Nr. 277158

(speziell für die Reise)

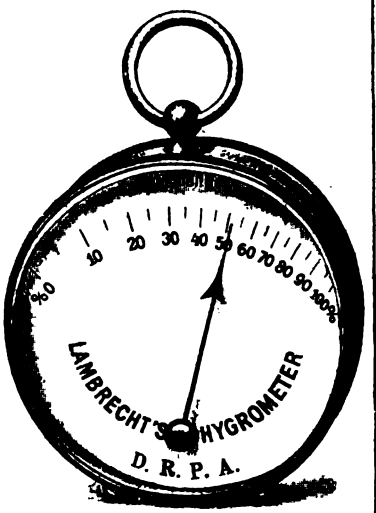
mit Index- und Gangkorrektion ist das **erste justierbare Präzisions-Haarhygrometer** in dieser Größe. Die Konstruktion ist so eingerichtet, daß sie ein **zuverlässiges** Funktionieren des Instrumentes **in allen Lagen** gestattet. — **Ausführung in Messing-Gehäuse** mit **Silber-Email-Skala,** wie Abbildung, mit **Kompaß** und **2 Thermometern** (einem über und einem unter Null) im Etui.

Original Lambrecht's Hygrometer

in Taschenuhrform, D. R. G. M. Nr. 277158

dient lediglich zur Bestimmung der relativen Luftfeuchtigkeit.

Die vorstehenden beiden Instrumente eignen sich besonders zur Kontrolle von Hygrometern in Schulzimmern, Krankenhäusern, Spinnereien, Webereien usw.



Natürliche Größe.

Eine ausführliche Gebrauchs-Anweisung wird jedem Instrument beigegeben.

Natürliche Größe.

Original-Kleider-Hygrometer

nach Dr. Casimir Wurster

zur Untersuchung des künstlichen Klimas des Körpers und der Bekleidung.

Aufgestellt im Hygienischen Museum in Berlin und im Gebrauch bei vielen hervorragenden Ärzten und Naturforschern, u. a. auch im Hygienischen Institut in Berlin unter Direktion des Herrn Geh. Ober-Medizinalrat Professor Dr. Koch und bei Herrn Professor Dr. Erwin von Esmarch.

Man verlange die Broschüren:

„Die Temperatur-Verhältnisse der Haut und deren Beziehungen zum Stoffwechsel, zur Erkältung und Katarrh" von Dr. Casimir Wurster. Preis ℳ 1.—.

„Kleiderhygrometer und Kleidung" von Dr. Casimir Wurster. Preis ℳ 0.40.

Soeben erschien die interessante Broschüre:

„Wettervorhersage für jedermann" von Prof. Dr. Hermann J. Klein. Preis ℳ 1.50.

Ferner:

„Die Verwendung Lambrecht's Polymeter (Haarhygrometer) in der Industrie" von Dr. Hygrotimos. Preis ℳ —.25.

Man verlange Gratis-Drucksache Nr. 37.

Wilh. Lambrecht, Göttingen (Georgia Augusta)

Fabrik meteorologischer Instrumente und solcher für Hygiene und Technik.

Spezialität: **Präzisions-Haarhygrometer.**

Digitized by Google

HARVARD COLLEGE LIBRARY
MAY 22 1908
CAMBRIDGE, MASS.

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 25 * 1908 * Heft 4.

Die registrierende Laufgewichtswage im Dienste der Schnee-, Regen- und Verdunstungsmessung[1]).

Von A. SPRUNG.

Mit 6 Figuren.

I. Einleitung.

Seit der Gründung des Meteorologischen Observatoriums in Potsdam, nämlich seit 1892, wird daselbst der Sprung-Fuesssche Regenmesser mit elektrischer Registrierung verwendet, wie er in der Zeitschrift für Instrumentenkunde 9, 90 (1889) zuerst beschrieben wurde. Über die Benutzung desselben zur Fernregistrierung findet man eine Notiz mit einer Probe der Aufzeichnungen von zwei in der Richtung W—E um $1^1/_2$ km voneinander entfernten Regenapparaten in dieser Zeitschrift 14, 385 (1897). Seitdem ist noch eine dritte derartige Station hinzugekommen, welche 2 km vom Observatorium entfernt im Norden gelegen ist. Diese drei Stationen geben also ein Mittel an die Hand, um unmittelbar — d. h. unabhängig von den entsprechenden Unstetigkeiten der Luftdruckkurven — auch die Regenwetter verfolgen zu können. Hierzu dienen insbesondere die Eintrittszeiten der Regenwetter in der wärmeren Jahreszeit, weil letztere in der Regel kräftig einsetzen, während das Ende meistens weniger gut definiert ist. Die Genauigkeit der Zeitbestimmung muß schon bei der ursprünglichen Form dieser Registrierapparate als befriedigend bezeichnet werden, weil die Schreibfeder in einer Stunde 3 cm zurücklegt. Bei einem anderen derartigen Registrierapparate ist man aber noch weiter gegangen, derart, daß die Feder doppelt so schnell fortschreitet, d. h. also um 1 mm in jeder Minute.

Neben dieser Genauigkeit der Zeitbestimmung, welche auch noch durch die Aufstellung der Uhr in einem ganz beliebigen, gut geeigneten Raume begünstigt wird, zeichnet sich der in Rede stehende Typus der Regenregistrierapparate durch eine sehr große Bequemlichkeit bei der Bedienung derselben aus. Und das liegt daran, daß nicht — wie bei den meisten übrigen Apparaten — Tag für Tag, und noch dazu im Freien, ein Registrierblatt neu aufgelegt zu werden braucht, sondern die Aufzeichnung im Zimmer erfolgt, und zwar auf einem sogenannten unendlichen Papierstreifen, von welchem nur eine dem Regen vollkommen entsprechende Menge verbraucht wird. Der Papierbedarf erreicht im Jahre ungefähr 10 m, während die Vorratsrolle 30 m lang ist. Die Bedienung des Außenteiles des Apparates beschränkt sich auf die einmal täglich erfolgende Messung des angesammelten Regenwassers, und auch diese könnte unterbleiben, wenn man etwa auf die Mengenbestimmung kein besonderes Gewicht legt, oder wenn sowieso schon ein Regenmesser abgelesen

[1]) Einige der hier durchgeführten Betrachtungen finden sich schon in meinem Artikel: „Über die Registrierung der winterlichen Niederschläge“ („Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen des Observatoriums in Potsdam im Jahre 1898“), sind aber der Vollständigkeit wegen hier wiedergegeben worden.

Digitized by Google

wird[1]). Man kann aber auch umgekehrt sagen: Wo bisher ein gewöhnlicher Regenmesser zu einer oder mehrmaliger Messung vorhanden war, da wird derselbe durch Aufstellung eines elektrisch registrierenden Sprung-Fuesschen Regenmessers überflüssig, weil die durch das elektrische Prinzip bedingte Diskontinuität ($^1/_{20}$ mm Regenhöhe) von so geringem Betrage ist, daß sie praktisch gar nicht in Betracht kommt. Man ist also in der Lage, die bis dahin gefallene Regenmenge zu jeder beliebigen Zeit messen zu können. Dieser Vorteil ist beispielsweise bei den Pluviographen Hottinger, Richard und Hellmann nicht vorhanden, aber — wie ich zugeben muß — auch nur von untergeordneter Bedeutung.

Die hier genannten drei Typen sind übrigens ausgesprochene Sommerapparate[2]). Man könnte nun versucht sein, für den in Rede stehenden elektrischen Regenautomaten als besonderen Vorzug den Umstand in Anspruch zu nehmen, daß sich der Apparat durch eine Schneeschmelzeinrichtung leicht zu einem echten Winterapparate gestalten läßt, denn eine solche Einrichtung ist im Jahrgange 1893 der „Ergebnisse der Potsdamer meteorologischen Beobachtungen" bereits beschrieben worden. Man muß sogar zugeben, daß sich diese Einrichtung — eine Warmwasserheizung, deren Intensität sich selbsttätig der Außentemperatur anpaßt — im ganzen vortrefflich bewährt hat.

Es ist aber daran auszusetzen, daß die Menge des Niederschlages durch die Schneeschmelzeinrichtung gefälscht wird, indem ein nicht unbeträchtlicher Teil des Schnees an der relativ warmen Auffangfläche verdunstet.

Indessen ist bereits 1893 a. a. O. ein Hilfsmittel beschrieben worden, um diesem Übelstande abzuhelfen. Dasselbe besteht darin, daß man in genau gleicher Höhe mit der Auffangfläche des Registrierapparates einen gewöhnlichen ungeheizten Regenmesser anbringt und mit Hilfe desselben die vom Registrierapparate angezeigten Stundenmengen sämtlich in dem Verhältnisse vergrößert, in welchem die am gewöhnlichen Regenmesser abgelesene Tagessumme diejenige des Registrierapparates übertrifft. Dieses, in bezug auf die Menge des Niederschlages vollkommen befriedigende Verfahren ist für technische Zwecke unbedingt ausreichend, indessen darf es vom streng wissenschaftlichen Standpunkte nicht ohne weiteres gebilligt werden. In Wirklichkeit ist nämlich der Vorgang meistens nicht genau in der Weise verlaufen, wie er sich nach diesem Verfahren darstellt. Das will sagen: es gingen der Registrierung einige Stunden voraus und folgten auch wohl einige nach, in denen geringe, aber doch beachtenswerte Mengen Schnee gefallen sind. Es wird also infolge der Heizung nicht nur die „Anzahl der Stunden mit Regen" (bzw. Schnee), sondern auch die wirkliche Niederschlagsdauer zu klein gefunden. Nur in den Fällen, in welchen der Schneefall sogleich kräftig anhebt und schließt, wird das Ergebnis der

[1]) Es wird hier auf eine Unvollkommenheit des Aufnahmeapparates angespielt. Die sog. Hornersche Wippe zeigt nämlich den Übelstand, daß die bei einer Kippung verbrauchte Menge von der Intensität des Regens abhängt; bei starkem Regen ist sie größer als bei schwachem. Einen wesentlichen Fortschritt in der Konstruktion dieses Apparattypus würde es bedeuten, wenn die nach Gallenkamp (diese Zeitschrift 22, 1 [1905]) anzunehmende Gleichförmigkeit der Masse eines unter unveränderten Umständen abfallenden Wassertropfens wirklich vorhanden wäre. Es ist mir nämlich anscheinend gut gelungen, diese Einrichtung, so wie sie sich a. a. O. beschrieben findet, dadurch zu vereinfachen, daß der Regentropfen selbst den Stromschluß besorgt — anstatt erst wieder eine kleine Wippe in Tätigkeit zu setzen. Nach einer gefälligen brieflichen Mitteilung hat Herr Gallenkamp neuerdings bei dieser Kontaktwippe die Schwerkraft durch Federkraft ersetzt und hiermit gute Aufzeichnungen erzielt. Meine vorläufige Mitteilung findet sich in der Zeitschrift für Instrumentenkunde 27, 341 (1907).

[2]) Von Herrn G. Hellmann wurde aber später ein besonderer Chionograph konstruiert (vgl. diese Zeitschrift 23, 337—339 [1906]).

Digitized by Google

Registrierung mit dem wirklichen Vorgange übereinstimmen. Aber ich fürchte, man hat Grund anzunehmen, daß solche Fälle gerade im Winter die Minderheit bilden. Die Niederschlagsregistrierung in Potsdam erschien somit in der Tat verbesserungsbedürftig.

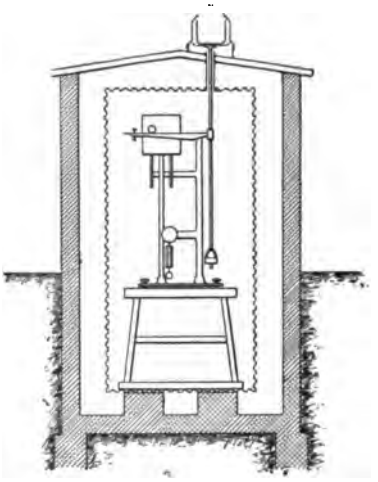
Nach einigen, wenig befriedigenden Versuchen mit anderen Typen der Registrierwage benutzte ich eine sich darbietende Gelegenheit, um einen Laufgewichtsbarographen ohne Barometerrohr dazu zu verwenden.

II. Die der Regenmessung dienende Laufgewichtswage mit ihren allmählichen Abänderungen seit 1897.

Der in Rede stehende Versuch muß im großen ganzen als vortrefflich gelungen bezeichnet werden, obgleich man von vornherein dagegen mancherlei Bedenken hegen mußte. Unter anderem erscheint ein Laufgewichtsbarograph von vornherein als ein zart konstituierter Apparat, der eigentlich in das Zimmer gehört.

Dieser Überlegung zufolge versuchte ich auch zunächst eine Art Zimmertemperatur für den Apparat herzustellen. In dem doppelwandigen Häuschen (Fig. 1) bezeichnet die innere wellige Linie einen großen Kasten bzw. Schrank aus kräftigem Wellblech, dessen Tür sorgfältig mit Filz abgedichtet wurde. Die äußere Wand besteht aus Mauerwerk. In dem etwa 20 cm weiten Zwischenraum zwischen beiden Wänden war eine Gasheizung angebracht. Die Heizung ist auch recht gut gelungen, weniger gut aber der Abschluß des Apparates gegen die Heizgase, die leider schweflige Säure enthielten und zwar infolge eines Restes von Schwefel, der in Form von Schwefelkohlenstoff das Gas verunreinigt; durch diese schweflige Säure wurde eine merkliche Ätzung der nicht lackierten Metalloberflächen hervorgerufen. Deshalb habe ich schon im zweiten Winter (1898 auf 1899) die Heizung ganz unterlassen und im Sommer 1899 ließ ich überdies den Hohlraum zwischen den beiden Wänden mit Werg und Heu ausfüllen, um nämlich dem „Werfen“ der Papiertafel tunlichst zu begegnen. Denn durch diese thermische Isolierung wurde die tägliche Periode der Temperatur im Innern des Häuschens ungefähr auf die Hälfte reduziert, so daß auch die relative Feuchtigkeit nun viel weniger schwankte.

Fig. 1.



Die Befürchtung aber, daß die Laufgewichtswage die niedrige Temperatur nicht vertragen möchte, ist durch die Erfahrung der folgenden Jahre vollkommen widerlegt worden.

Mit dem Aufgeben der Gasheizung war noch ein anderer kleiner Vorteil verbunden. Zuerst sammelte sich an der Durchbruchstelle des Daches eine unleidliche Menge Kondensationswasser. Deshalb legte ich hier sehr bald einen Glyzerinverschluß an, welcher fast zwei Jahre benutzt worden ist. Eine eigentümliche Folge des Glyzerinverschlusses war die, daß der Apparat es fast immer markierte, wenn das Häuschen vom „Beobachter“ besucht wurde. Nachdem letzteres sicher erkannt war, gab ich den Glyzerinverschluß wieder auf. Wenn trotzdem an der Durchbruchstelle kein Kondensationswasser in störender Weise mehr auftritt, so ist das offenbar

Digitized by Google

eine Folge der vorher schon aufgegebenen Heizung und der daraus entsprungenen geringen Temperaturdifferenz zwischen Innenraum und Umgebung.

Somit erfolgt gegenwärtig die Verwendung der Laufgewichtswage wieder unter ziemlich primitiven äußeren Bedingungen.

Ursprünglich war der in Rede stehende Apparat nur dazu bestimmt, eine tunlichst sichere Aufzeichnung des Schneefalles zu liefern [1]). Demgemäß wußte ich zunächst nicht recht, was im Sommer mit dem Apparate anzufangen sei. Deshalb wurde auf dem Dache des Registrierhäuschens eine kleine englische Thermometerhütte angebracht, in welcher sich eine gewöhnliche flache Verdunstungsschale befand, deren Gewicht nun an Stelle des Schneegefäßes von der Wage aufgezeichnet wurde.

Gegenwärtig wird indessen ein weniger umständliches Verfahren eingeschlagen. Die Registrierwage bleibt Winter und Sommer in derselben Verfassung. Wenn es nicht regnet, so bewegt sich eben das Laufrad mit der Schreibfeder nach der entgegengesetzten Seite und dieser Umstand gestattet eine vollkommen ausreichende und korrekte Aufzeichnung der Verdunstung.

Es wird nicht überflüssig sein, diese Behauptung etwas näher zu begründen.

Bei der stärksten täglichen Verdunstung z. B., welche hier verzeichnet ist, hat sich der Schreibstift um 140 mm bewegt [2]). Wäre das Wassergefäß genau so weit wie der Auffangring, so würde die entsprechende Senkung des Wasserspiegels 6 mm betragen; da aber das Gefäß noch merklich weiter ist, so wird die größte durch Verdunstung hervorgerufene tägliche Senkung nur auf 4 bis 5 mm zu veranschlagen sein; im Durchschnitt ist sie kleiner. Man wird nun wohl zugeben, daß es praktisch gleichgültig ist, ob der Abstand des Wasserspiegels von dem Auffangring 180 oder 183 mm beträgt. Größere Niveauänderungen können natürlich durch starke Regenfälle veranlaßt werden; das sind dafür aber auch sehr seltene Erscheinungen.

In der Praxis gestaltet sich die Sache noch wesentlich günstiger, nämlich so, daß (im Sommer wenigstens) starke oder mäßige Verdunstung und mittelstarke Regenfälle sich zuweilen wochenlang das Gleichgewicht halten, derart, daß man sich um das Gefäß keine Mühe zu geben braucht. Natürlich wird dasselbe alltäglich besichtigt und je nach Bedürfnis der Inhalt durch zugegossenes destilliertes Wasser ergänzt oder auch verringert; es soll eben der Boden stets in einer Höhe von 1 bis 2 cm mit Wasser bedeckt sein.

Letzteres ist, wie gesagt, in der Praxis mit sehr geringer Mühe zu erreichen. Bei einer solchen Unveränderlichkeit des Abstandes der Wasseroberfläche von dem Auffangkreise sind alle Verdunstungskurven untereinander streng vergleichbar, und mehr kann ja für gewöhnlich überhaupt nicht angestrebt werden, weil die Frage nach dem absoluten Betrage der Verdunstung eine viel schwierigere ist, welche zu ihrer Lösung besondere Untersuchungen erfordert. Streng ist sie überhaupt nicht zu lösen; vgl. Hanns Lehrbuch, 2. Aufl., S. 160.

Wenn nun gegen die in der angegebenen Weise erzielten relativen Verdunstungskurven nichts einzuwenden ist, so gilt dasselbe offenbar erst recht von den Niederschlagskurven. Bei Schneefall z. B. ist man ja sowieso gezwungen, die neu hinzukommenden Mengen der Verdunstung auszusetzen, während beim Regen ein anderes Verfahren ja allerdings denkbar ist, nämlich: eine derartige Einrichtung, daß das

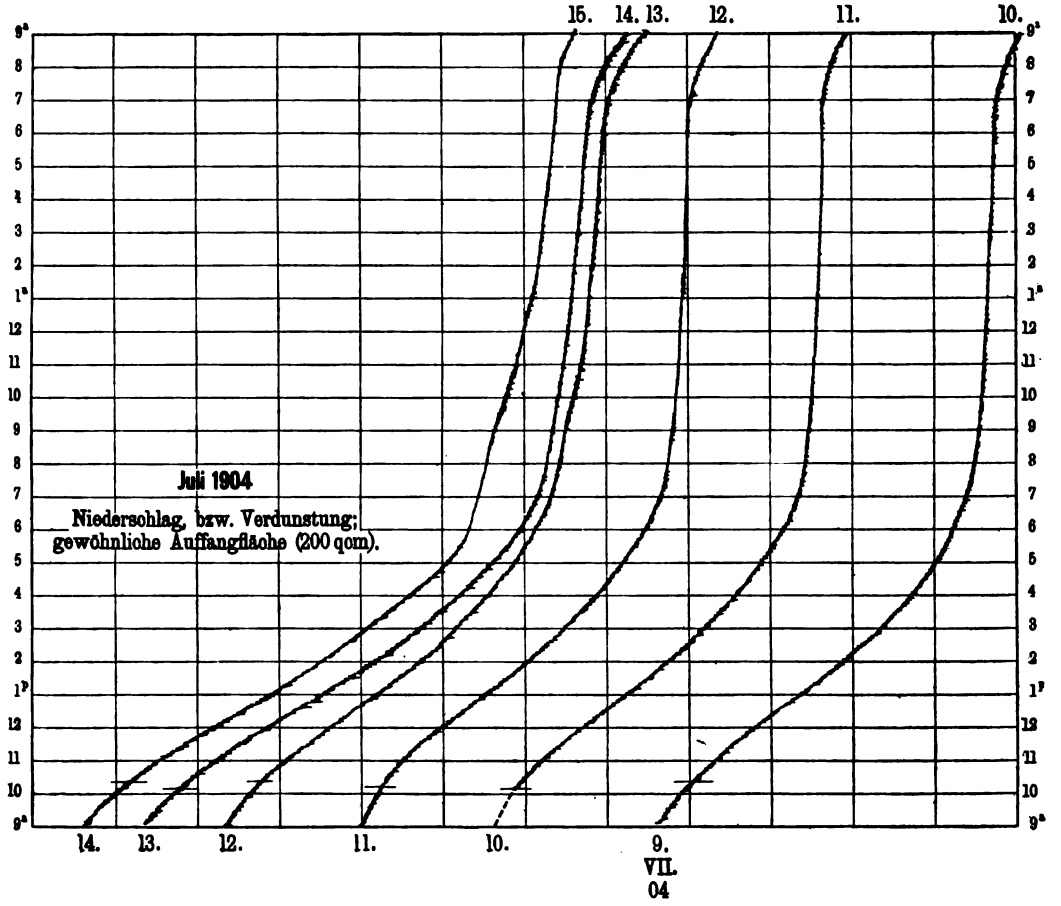
[1]) Von den Schwierigkeiten, welche dieses Problem an sich noch bietet, soll später kurz die Rede sein.

[2]) Ein Registrierblatt, welches zufälligerweise nur Verdunstungskurven enthält, ist hier abgebildet worden. Es sind Aufzeichnungen aus dem Juli 1904 (Fig. 2).

Digitized by Google

Regenwasser aus dem Gefäße sofort in ein gegen Verdunstung einigermaßen geschütztes Vorratsgefäß abfließt. Ein solcher Verdunstungsschutz ist von mir in zwei verschiedenen Formen versucht, schließlich aber doch wieder aufgegeben worden. Ganz wird die Verdunstung doch nicht vermieden und als sehr lästig erweist sich der verhältnismäßig starke Rückgang der Kurve am Schlusse eines jeden Regenfalles, welcher durch die Verdunstung des an der Oberfläche des Schutzdeckels hängengebliebenen Wassers hervorgerufen wird.

Fig. 2.



Läßt man dagegen das Regenwasser offen stehen, so beginnt der Apparat nach dem Regenfall sogleich wieder seine regelrechte Verdunstungskurve zu zeichnen.

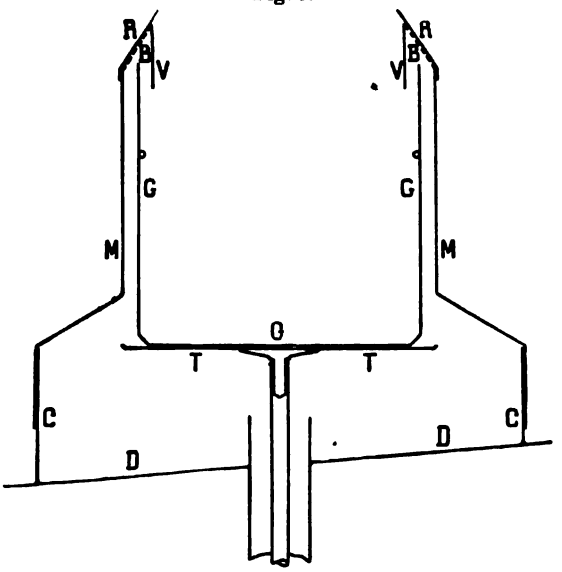
Es ist hier der Ort, um einige Worte über den Auffangkopf zu sagen, welcher ja dazu bestimmt ist, den Regen oder Schnee in sicherer Weise dem zu wägenden Gefäße zuzuführen. Am meisten wurde die Form Fig. 3 von mir benutzt. Die auf einer Schneide des rechten Wagbalkenarmes reitende vertikale Messingstange, welche man in Fig. 1 erkennt, trägt oben einen Aluminiumteller *T*. Das auf diesem ruhende Sammelgefäß *G* ist aus dünnem Messingblech hergestellt und in etwa zwei Drittel seiner Höhe durch einen eingelöteten Messingreifen versteift. Sammelgefäß und Teller sind von einem aus Zink hergestellten Schutzmantel *M* umgeben, der sich bequem, aber sicher über einen kurzen, vom Dache getragenen Zinkzylinder *C* hinüberschieben läßt.

Der Mantel *M* trägt an seinem oberen Rande vermöge der Brücke *B* den „Vorhang" *V*, einen kurzen Zylinder aus dünnem, glattem Messingblech. Abweichend

Digitized by Google

von sonstigen Konstruktionen besteht die Brücke B nicht aus einem Stück Kegelmantel, sondern aus vier einzelnen Bändern von etwa $1^1/_2$ cm Breite, so daß man von oben hereinschauen und die Lage des Gefäßrandes gegen Mantel und Vorhang kontrollieren kann. Natürlich darf aber der Zwischenraum bei der Benutzung nicht offen bleiben, und deshalb wird der ziemlich starke messingene Auffangring R als Deckel mit übergreifendem Rande darüber geschoben.

Fig. 3.



Je mehr der in Rede stehende Registrierapparat auch zur Aufzeichnung der gewöhnlichen Regenfälle benutzt wurde, in desto höherem Grade stellte sich das Bedürfnis heraus, die Konstruktion derartig zu ergänzen, daß nicht mehr das Laufrad (mit der Schreibfeder) am linken Rande der Schreibtafel zum Stillstand gelangt, wenn es durch reichliche Regenfälle dorthin geführt wird. Eine derartige Hilfskonstruktion ist nunmehr in der Fuessschen Werkstatt zur Ausführung gebracht worden. Ihre Wirkung besteht in folgendem:

Wenn das Laufrad an den „Regenrand" der Schreibtafel gelangt, so stellt dasselbe dort einen Stromschluß her, der ein Laufwerk auslöst, durch welches das Laufrad in weniger als einer halben Minute wieder nach rechts bis in die Nähe des „Verdunstungsrandes" der Schreibtafel zurückgeführt wird. Bei dieser neuen, sehr schnell erreichten Lage des Laufrades existiert aber nicht mehr von selbst ein Gleichgewicht des Systems (da ein solches unmittelbar vor dem Kontakte ja vorhanden war). Deshalb hat das erwähnte Laufwerk außerdem noch die Aufgabe, die links hängende Wagschale mit einem Zulagegewicht zu beschweren. Drei solche Zulagegewichte, welche hintereinander in Tätigkeit treten, sind vorgesehen. Natürlich entspricht die Größe dieses Gewichtes genau dem von dem Laufrade bei der schnellen Zurückführung durchlaufenen Wege, und infolgedessen beginnt das Laufrad mit der Schreibfeder sofort wieder regelrecht zu arbeiten, d. h. nach links zu wandern, wenn der Regen fortdauert; nach rechts dagegen, wenn etwa Verdunstung an die Stelle des Regens getreten ist.

Zwei Beispiele für diese Zurückführung des Laufrades finden sich in den hier beigegebenen Kurven vom Oktober 1903 (Fig. 4).

Was die Empfindlichkeit des Apparates anbetrifft, so ist dafür die „Vergrößerung" maßgebend, d. h. das Verhältnis der von der Schreibfeder durchlaufenen Strecke zu der zugehörigen wirklichen Regenhöhe. Darüber ist folgendes zu sagen:

Bei der stets erfüllten Bedingung des Gleichgewichtes ist die folgende Gleichung gültig:

$$C_1 + EL = C_2 + AP \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (1)$$

Hierbei bezeichnen C_1 und C_2 die konstanten Anteile des statischen oder Drehungsmomentes links und rechts, E die Entfernung des Laufrades und A den Abstand der Regenschale von der Schneide des Wagbalkens, L das Gewicht des Laufrades, P das Gewicht der Regenschale mit Zubehör (vgl. auch die Skizze Fig. 5).

Digitized by Google

Aus (1) erhält man durch Differentiation (da L und A, ebenso wie C_1 und C_2, konstant sind):

$$LdE = AdP \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (2)$$

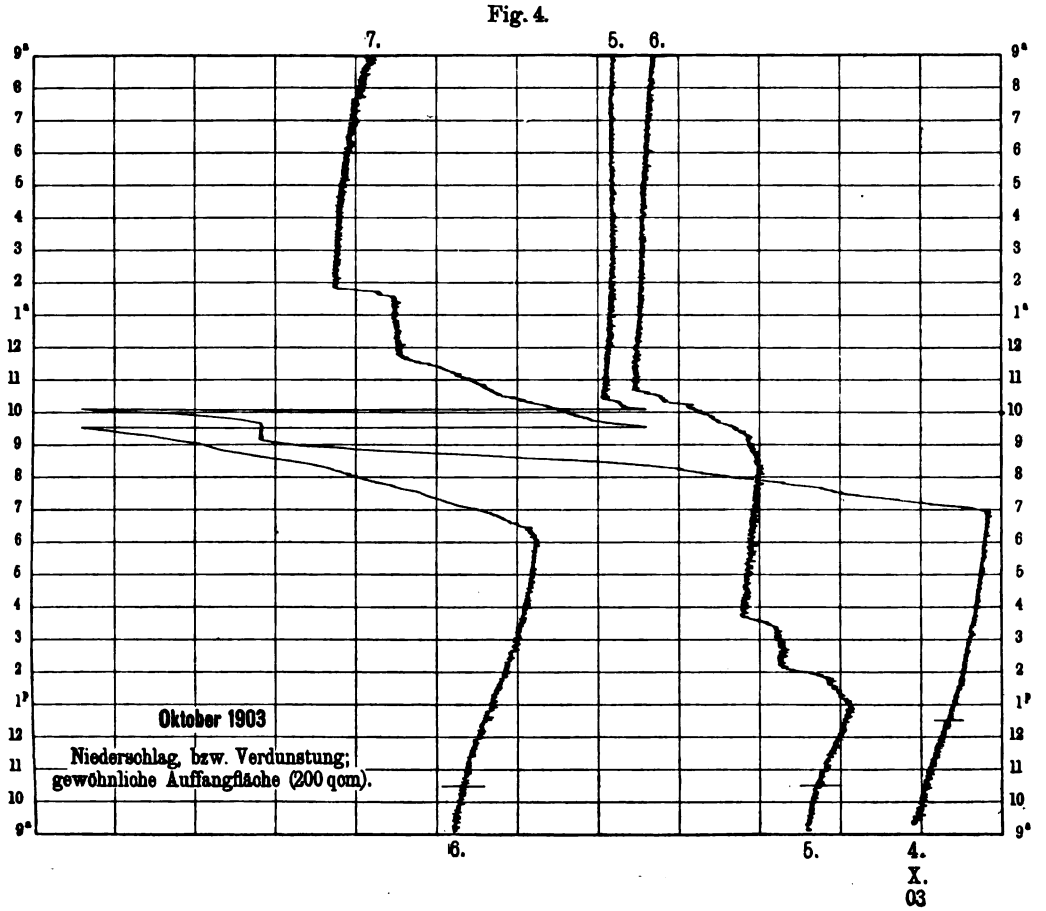
Nun ist

$$P = C_3 + QR \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (3)$$

worin C_3 wieder irgend eine Konstante, Q die Auffangfläche des Regenmessers und R die Regenhöhe in Centimetern bedeutet. Hieraus folgt:

$$dP = Q.dR \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (4)$$

Fig. 4.



Substituiert man dieses in (2), so kommt:

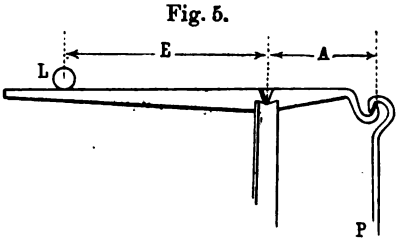
$$LdE = AQdR,$$

oder

$$\frac{dE}{dR} = \frac{AQ}{L} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (5)$$

Die linke Seite von (5) ist nichts anderes als die oben besprochene Vergrößerung des Registrierapparates.

Fig. 5.



Zunächst sei festgestellt, daß die Vergrößerung konstant ist, also z. B. vollkommen unabhängig von dem jeweiligen Stande E des Laufrades auf dem Wagebalken. Leicht vermag man sich auch vorzustellen, daß die Vergrößerung mit wachsender Auffangfläche und wachsender Hebelarmlänge des Regengefäßes zunehmen, mit wachsendem Laufradgewichte aber abnehmen muß.

Digitized by Google

Löst man die Gleichung (5) auf nach L, so kommt:

$$L = \frac{A.Q}{\frac{dE}{dR}} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (5')$$

und hiernach läßt sich die Größe des Laufradgewichtes für bestimmte Fälle berechnen. Bei dem Fuessschen Laufgewichtsbarographen hat man stets

$$A = 10\,\text{cm}.$$

Die Auffangfläche Q des Regenregistrierapparates ist ebensogroß gemacht worden wie beim Hellmannschen Regenmesser, also

$$Q = 200\,\text{qcm}.$$

Stellt man nun beispielsweise noch die Forderung, daß der Apparat 20fach vergrößern soll, so kommt

$$L = \frac{10.200}{20} = 100,$$

d. h. das Gewicht bzw. die Masse des Laufrades muß genau 100 g betragen, wenn eine 20fache Vergrößerung resultieren soll.

Bei dem Potsdamer Exemplar des Apparates ist die Empfindlichkeit noch etwas größer; es wurde nämlich das zum Barographen gehörige Laufrad beibehalten. Die Masse desselben beträgt

$$L = 85.88\,\text{g},$$

und hieraus berechnet sich

$$\frac{dE}{dR} = 23.288,$$

während nach unmittelbaren Versuchen am Apparate die Vergrößerung zu 23.3 angenommen wird. Wegen der nicht glatten Form dieses Ausdruckes ist eine genaue Tabelle zur schnellen Umsetzung der Aufzeichnungen berechnet worden [1]).

Zum Vergleiche sei noch angeführt, daß der in der Einleitung beschriebene Apparat mit ungefähr 10facher Vergrößerung arbeitet. Die Laufgewichtswage ist also mehr als doppelt so empfindlich. Recht häufig werden deshalb schwache Regenfälle durch deutliche Stufen in der Kurve aufgezeichnet, welche den anderen Apparaten entgehen. Von besonderer Wichtigkeit ist dieses bei der Vergleichung der Regenaufzeichnung mit derjenigen des luftelektrischen Potentialgefälles; man möchte fast sagen, daß zuweilen bei geringen Regenfällen der luftelektrische Apparat in vergrößerter Form den Niederschlag verzeichnet. Eine einschlägige, auf das neueste Beobachtungsmaterial sich gründende Arbeit von Herrn Dr. Kähler in Potsdam erscheint im Anschluß an diese Arbeit.

Aus diesen und anderen Gründen ist die Registrierwage auf der Beobachtungswiese nach und nach der Hauptapparat für die Registrierung der Niederschläge geworden, den man auf keinen Fall missen möchte — trotz gewisser Schwächen, welche aber meist mit dem Prinzip der Wägung überhaupt verbunden sind. Hauptsächlich habe ich hier den störenden Einfluß des Windes im Auge; letzterer wirkt fast immer saugend und verringert somit ein wenig das Gewicht der Regenschale. Sehr häufig sind deshalb die Tagkurven zackig, die Nachtkurven aber dünn und fest. In den letzteren heben sich dann vorübergehende Anschwellungen des Windes

[1]) Wäre jenes Laufrad nicht zufällig vorhanden gewesen, so würde ich wohl eine 30fache Vergrößerung gewählt haben, entsprechend einem Laufradgewichte von 66.667 g.

Bei der Entwickelung dieser Regenwage aus einem Barographen kommt es bei starken Regen zuweilen vor, daß die Schreibfeder dem Regen nicht ganz zu folgen vermag. — Wahrscheinlich würde es aber unschwer gelingen, dieser Schwierigkeit durch entsprechende Vergrößerung der Eigenbewegung des Laufrades zu begegnen.

Digitized by Google

sehr deutlich ab, so daß es nahe liegt, zu sagen: Es wird außer dem Niederschlag und der Verdunstung auch noch die Windstärke registriert.

Jedenfalls gewöhnt man sich allmählich an die Windstörungen; übrigens kommt hier zustatten, daß die Niederschläge ja lieber im Zentrum der Zyklone als in deren Sturmzone auftreten. Wenn Herr Dr. Steffens[1]) demgegenüber behauptet: „Außerdem geht Niederschlag meistens mit Wind einher", so ist daran offenbar nur der Umstand zutreffend, daß bei der Herrschaft der Stürme auch Niederschläge zu herrschen pflegen; der einzelne kräftige Regenfall aber wird ganz vorwiegend bei Windstille oder schwachem Winde auftreten.

Ein anderer Umstand, welcher bei der mehrjährigen Benutzung der Registrierwage zutage trat, ist der folgende: Man darf nicht kritiklos jedes Ansteigen der Kurve als einen Niederschlag interpretieren, weil Fälle deutlichen Ansteigens vorkommen, ohne daß mit den Regenmessern eine meßbare Niederschlagsmenge sich nachweisen läßt. Wenn hierbei die Luft mit Nebel gefüllt ist, so erscheint dieser Vorgang von vornherein einigermaßen verständlich. Es wurden indessen ganz sicher auch einige Fälle festgestellt, in denen die Gewichtsvermehrung auch ohne Nebel eingetreten ist. In der Nacht vom 17. bis 18. April 1900 z. B. erfolgte, nachdem die Regenböen um 6^p aufgehört hatten, bis 11^p ein schwacher Rückgang der Kurve durch Verdunstung, dann aber bis $8^1/_2{}^a$ ein ungefähr ebenso großes Ansteigen, nämlich um $2^1/_2$ mm, was ungefähr einer Regenhöhe von 0.1 mm entsprechen würde. Der Betrag ist ja nur klein, aber in der Kurve deutlich zu erkennen, so daß bei rein mechanischer Deutung ein Niederschlag von 9 Stunden Dauer hätte festgestellt werden können[2]).

Zur Erklärung solcher Gewichtsvermehrungen bleibt kaum etwas anderes übrig, als die Annahme einer etwas stärkeren Abkühlung des Gefäßes durch Ausstrahlung gegen die in solchen Fällen meist wolkenlose Zenitalregion, so daß es sich um eine Art Tau- oder Reifbildung handeln würde.

Häufiger noch wird das Gegenteil eintreten, nämlich: ein längeres Regnen oder Schneien, ohne daß die Kurve dieses durch ein Ansteigen verrät. Der Grund liegt in der auch während des Regnens noch fortdauernden Verdunstung, denn die Regentropfen reißen bei ihrem Falle die Luft zum Teil mit herab und es tritt, wenn auch in sehr geringem Grade, dynamische Erwärmung und Austrocknung ein, so daß regenführende Luft verhältnismäßig durchsichtig ist. Unter solchen Umständen wird natürlich auch die Fortdauer geringer Verdunstung beim Regen sehr wahrscheinlich sein.

Zur Beseitigung dieses Übelstandes müßte man das Auffanggefäß außerordentlich tief wählen, was aber sehr unbequem ist; außerdem ginge der oben besprochene Vorteil der gleichzeitigen Verdunstungsregistrierung verloren.

III. Besondere Schwierigkeiten bei der Registrierung des Schneefalles.

Die in Fig. 3 (S. 150) dargestellte Form des Auffangkopfes bewährt sich bei Regen vollkommen gut, und dasselbe kann man von trockenem Schnee behaupten, wie er

[1]) Meteorol. Zeitschr. 1904, S. 310.

[2]) Das einfachste Mittel, dieser Schwierigkeit zu begegnen, würde ja offenbar darin bestehen, daß man die Empfindlichkeit bzw. Vergrößerung absichtlich verringerte; und für mehr technische Zwecke mag es ja auch geraten sein, in dieser Weise zu verfahren. Wo aber die wissenschaftliche Verwendung im Vordergrunde steht, wird man lieber mit der größeren Empfindlichkeit arbeiten, weil man ja sonst die in Rede stehenden feindlichen Einflüsse gar nicht klar erkennen lernt. Auch sei noch einmal darauf verwiesen, daß sich selbst bei den kleinsten, auf Regen deutenden Steigungen der Kurve häufig ein Zusammenhang mit anderen meteorologischen Elementen gezeigt hat.

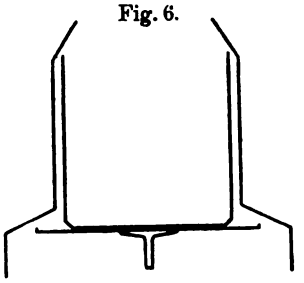
Digitized by Google

bei etwas kräftigerem Froste auftritt. Bei feuchtem, klebrigem Schnee dagegen gelangt nicht alles, was die Auffangfläche passiert hat, in das Gefäß G; es bleibt ein Teil des Schnees an dem „Vorhang“ V hängen und wird der Wägung entzogen, bis etwa die Hand des Beobachters ihn nach unten befördert. Die hierdurch bedingten Unstetigkeiten in der Kurve werden dort mit „V“ kenntlich gemacht; bei der Bearbeitung sucht man die entsprechenden Regenhöhen tunlichst gut auf alle Schneestunden zu verteilen. Ihre Summe kann leicht bis auf ein Siebentel der ganzen Regenhöhe anwachsen, obgleich doch der Vorhang hier bei der Laufgewichtswage besonders niedrig konstruiert werden konnte (etwa 4 cm), da das Gefäß ja bei der Registrierung keine Senkung erfährt. (Bei anderen Formen der Wägung müßte der Vorhang noch um den Betrag der Senkung höher gebaut werden und würde deshalb in entsprechendem Grade schädlicher wirken.)

Der in Rede stehende Mißstand ist ziemlich ernst zu nehmen, weil feuchter Schnee in unseren Gegenden nicht zu den Seltenheiten gehört. Zur vollkommenen oder teilweisen Beseitigung desselben mache ich die folgenden zwei Vorschläge:

1. Eine abweichende, aber zugleich sehr einfache Gestalt des Auffangkopfes, nämlich wie in Fig. 6. Hier ist der „Vorhang“ vollkommen vermieden; der Schnee gelangt direkt in das Gefäß, wird aber, wenn er trocken ist, leicht zwischen Gefäßrand und Auffangring eindringen; für die Wägung braucht er dabei aber nicht verloren zu gehen, wenn man den Teller genügend groß macht, wie die Figur es auch andeutet.

Fig. 6.



Dieser Vorschlag hat zur Voraussetzung, daß das Gefäß bei der Registrierung keine Senkung erfährt.

2. Eine ganz schwache Heizung des Vorhanges, die am bequemsten wohl mit Hilfe des elektrischen Stromes erfolgen würde [1]).

Sicherlich wäre dabei ja wieder ein Verdunstungsverlust zu erwarten, aber da doch nur ein Bruchteil des Schnees an dem Vorhang hängen bleibt, so will es mir scheinen, als wenn dieser Verlust, bei zweckmäßiger Konstruktion der Vorrichtung, sich innerhalb der sonstigen Beobachtungsfehler halten dürfte.

Hierdurch würde auch zugleich vermieden werden, daß sich am Vorhange Reif ansetzt, welcher dann beim Abschmelzen einen unberechtigten Regenfall erzeugen kann — übrigens ein recht seltenes Ereignis!

Außerdem würde die Heizung sich offenbar leicht derartig bewerkstelligen lassen, daß sie auch den eigentlichen Auffangring R in Fig. 4 noch genügend erwärmt, um eine größere Ansammlung von klebrigem Schnee an diesem Ringe zu verhindern. Eine solche Ansammlung kann nämlich derartige Dimensionen annehmen, daß dadurch die Auffangfläche schließlich stark verkleinert wird.

Allein aus diesem Grunde müßte man eine große Auffangfläche, von vielleicht 1000 qcm, der hier eingeführten Fläche von 200 qcm vorziehen. Mehr zu empfehlen ist aber offenbar die unter 2. beschriebene schwache Heizung des Vorhanges samt Auffangring.

[1]) In Potsdam ist im Winter 1904/05 eine Warmwasserheizung versucht worden und auch ziemlich gut gelungen. Der beabsichtigte Zweck wird jedenfalls sicher damit erreicht.

Digitized by Google

Registrierungen des luftelektrischen Potentialgefälles an nahe benachbarten Stationen.

Von Karl Kähler.

(Aus dem Meteorologisch-Magnetischen Observatorium Potsdam.)

Erste Mitteilung.

Im Meteorologisch-Magnetischen Observatorium Potsdam ist auf der Nordseite des Turmes seit dem 1. Januar 1904 eine Registrierung des luftelektrischen Potentialgefälles im Gange, bestehend aus einem Wasserkollektor und einem Benndorfschen Quadrantelektrometer, das jede Minute den Wert des Gefälles mechanisch registriert. Die Abtropfstelle des Kollektors befindet sich 26 m über dem Erdboden und ist 1 m von einem Fenster des Turmes entfernt. Die Empfindlichkeit war von Anfang her 1 mm = 12 Volt; doch ist es durch eine von selbst in Tätigkeit tretende Umschaltvorrichtung [1]) möglich, die Kurve bei hohen Werten auf einen beliebig kleinen, hier den vierten Teil dieser Empfindlichkeit gehen zu lassen.

Nachdem diese Registrierung mehrere Jahre gut funktioniert hatte, machte sich der Wunsch geltend, festzustellen, in welchem Maße sich die in 26 m über dem Erdboden erhaltenen Werte von solchen unterscheiden, die näher an der Erdoberfläche erhalten wurden, welche Unterschiede überhaupt bei zwei mehr oder weniger benachbarten Stationen auftreten. Es führte demgemäß Herr Prof. Lüdeling, dem die luftelektrischen Messungen am Observatorium oblagen, im Herbst 1906 zunächst eine provisorische zweite Station in dem zu ebener Erde ebenfalls im Turm gelegenen sog. „Laboratorium“ durch. Die Ergebnisse dieser Parallelregistrierungen waren derartige, daß man sich im Dezember 1906 entschloß, eine definitive Aufstellung für eine zweite Station auf der Beobachtungswiese des Observatoriums zu schaffen. Auf dieser größtenteils von Wald umgebenen freien Rasenfläche wurden Tropfkollektor und Benndorfelektrometer derart in einem Wellblechhause aufgestellt, daß die Abtropfstelle $1^1/_2$ m über dem Boden, $1^1/_2$ m von der Wand und etwa 100 m von der Projektion der Turmtropfstelle entfernt lag. Die absoluten Werte auf dieser Wiesenstation sind viel kleiner, deshalb ist die Empfindlichkeit des Elektrometers erheblich höher gewählt worden, 1 mm = 3.7 Volt oder, da auch hier ein automatisch wirkender Empfindlichkeitsumschalter benutzt wird, bei hohen Werten = 14.8 Volt.

Trotz der gewiß nicht einwandfreien Lage, vor allem der zweiten Station, die von der 25 m höher gelegenen durch das massige Hauptgebäude des Observatoriums und eine Reihe hoher Eichen getrennt ist, weichen die beiden Stationen im Gang und in den Schwankungen nur selten und wenig ab, wie aus jetzt mehr als einjährigem Beobachtungsmaterial hervorgeht. Turm und Wiese in Potsdam verhalten sich demnach ähnlich wie die beiden verschieden hoch gelegenen Stellen des Eiffelturmes, an denen Chauveau [2]) die gleiche Schwankung des Gefälles fand.

Wird dies nun auf einer weiter entfernten Station ebenso bleiben? Lord Kelvin [3]) hat zuerst die Wichtigkeit von Simultanbeobachtungen an seitab der Stadt gelegenen Orten betont; ebenso später Chauveau, dem es aber nicht möglich war,

[1]) Siehe Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen in Potsdam im Jahre 1904.
[2]) Chauveau, Recherches sur l'Electricité Atmosphérique I, S. 10. Paris 1902.
[3]) Lord Kelvin, Papers on Electrostatics and Magnetisme S. 221.

Digitized by Google

aus den zu sehr den Einflüssen der Großstadt ausgesetzten Registrierungen des Bureau central und den gleichzeitigen am Eiffelturme sichere Schlüsse zu ziehen[1]). Zur Entscheidung dieser Frage ist daher nach Vorversuchen, die wohl ein Resultat erhoffen ließen[2]), im März 1907 eine weitere Registrierstation eingerichtet worden und zwar an einem Orte, an dem schon längere Zeit meteorologische Vergleichsbeobachtungen angestellt wurden: im Tale der Nuthe, eines Havelnebenflusses, in Luftlinie 1380 m östlich (mit einer Abweichnng von 10° gegen N) vom Observatorium gelegen und von diesem durch Kiefernwald, zuletzt durch einen freien Grasplatz getrennt. Die Abtropfstelle befindet sich auf der durch einen Garten begrenzten Südseite eines kleinen bewohnten Hauses, 4.7 m über dem Erdboden und 32 + 4.7 m über dem Meere, während „Turm" 105, „Wiese" 80 m hoch gelegen sind. Die „Nuthe"-Station, bei welcher die Empfindlichkeit des Elektrometers 1 mm = 5.2 Volt beträgt, ist seitdem bis heute im Gange gewesen, mit einer vierteljährlichen Unterbrechung von Anfang Juli bis Anfang Oktober, während welcher Zeit das Elektrometer zu anderen Untersuchungen verwandt wurde. Auch hier haben sich Tropfkollektor und Benndorfsches Elektrometer gut bewährt, wenn auch in Anbetracht der etwas größeren Entfernung der Station vom Observatorium die Überwachung der Apparate nicht so streng durchgeführt werden konnte und gelegentliche Störungen daher nicht ganz zu vermeiden waren. Großer Wert ist bei den drei Stationen gelegt worden auf tägliche genaue Vergleiche der Benndorfelektrometeruhren mit einer nach Ortszeit gehenden Normaluhr. Es ist meistens möglich gewesen, die Änderung innerhalb 24 Stunden an den Uhren kleiner zu halten als eine halbe Minute, so daß also ein bis auf eine Minute genauer Zeitvergleich der gleichzeitigen Kurven ohne Schwierigkeit durchzuführen ist. Dabei geschieht die Bestimmung der Zeit auf den Kurven einfach durch Auszählung der meist gut sichtbaren Minutenkontakte vom Stundenkontakt an. Erschwert ist ein Vergleich der Kurven nur dann, wenn die Schwankungen nicht genügend spitze Zacken aufweisen, ein Fall, der immerhin ziemlich häufig vorkommt.

Auf Anregung von Herrn Prof. Lüdeling, unter dessen Aufsicht die Parallelregistrierungen stattfanden, habe ich es nun unternommen, die Kurven der drei Stationen einer genauen Prüfung zu unterziehen, besonders auf den Einfluß gewisser meteorologischer Faktoren hin, und zwar wurde das gleichzeitige Material, das sich also im wesentlichen auf die Monate April bis Juni, Oktober 1907 bis Januar 1908 erstreckt, nach zwei Methoden bearbeitet. Einmal durch Bildung monatlicher Mittelkurven, die mit Hilfe der stündlich ausgewerteten normalen ungestörten Tage der einzelnen Monate erhalten wurden. Die nähere Besprechung dieses Materials soll an anderer Stelle geschehen. Hier mag nur hervorgehoben werden, daß alle drei Stationen durchaus ähnlichen Gang zeigen. Die „Wiese" weicht meist nur in einigen Einzelheiten vom „Turm" ab; dagegen zeigt die entferntere „Nuthe" schon weit größere und charakteristische Unterschiede.

Eine zweite Sichtung des Materials geschah durch genauen Vergleich der ja fortwährend vorhandenen Unregelmäßigkeiten, Zacken und Störungen in den Kurven, was dadurch sehr erleichtert ist, daß alle Stationen infolge der verschiedenen Empfindlichkeit ihrer Elektrometer unter gleichen Umständen ungefähr die gleichen Kurven ergeben müssen.

---

[1]) Chauveau, a. a. O., S. 10.
[2]) G Lüdeling, Münch. Ber. 33, 352 (1903).

Digitized by Google

I. Potentialgefälle benachbarter Stationen bei Regen.

Durch zwei Stationen, welche in der Richtung W—E gelegen sind, wird man vor allem verfolgen können, wie sich fortpflanzende Niederschläge auf das elektrische Feld am Boden wirken. Und merkwürdigerweise sind es gerade diese zum Teil doch sehr turbulenten atmosphärischen Störungen, bei denen die drei Stationen am besten übereinstimmen. Zugrunde gelegt wurden die Aufzeichnungen der dicht neben dem luftelektrischen Häuschen auf der Wiese aufgestellten Laufgewichtswage für Regen, Schnee und Verdunstung, welche die Regenhöhe 23fach vergrößert[1]). Im ganzen sind fast 130 Regenfälle, die an über 70 Tagen fielen, untersucht worden, vom leichten Sprühregen, vom Landregen und Regenschauer bis zur Regenböe. Das Potentialgefälle zeigte auf allen Stationen bei diesen Regentypen die bekannten Erscheinungen: Sprühregen bewirkte meist eine Senkung der positiven Kurven, in anderen Fällen kleine Schwankungen mit negativen Zacken auf und unter Null, in Ausnahmefällen, so am 17. und 20. Januar 1908, beide Male allerdings in Gegenwart von Nebel, auch hohe +-Schwankung.

Schwache Regen bei konstantem Wind[2]), auch die länger dauernden Landregen, beginnen fast immer mit negativen Werten und auch während ihrer Dauer überwiegt das negative Gefälle bei weitem. Mit positivem Werte begannen nur drei dieser Niederschläge, am 7. April, 27. April und 3. Juni 1907; dabei ist aber zu beachten, daß in den beiden ersteren Fällen zu Beginn des Regens der Stationsbarograph Sprung-Fuess[3]) eine deutliche „Nase“ zeigte, die auf anfänglichen Böencharakter dieser Regen hindeutet (s. unten).

Stärkere Regenfälle und Regenschauer weisen zwischen den negativen Schwankungen auch oft starke positive Felder auf. Auch sie setzen in weitaus den meisten Fällen mit negativem Gefälle ein. Eine Ausnahme machte nur ein sehr starker Regen vom 22. Mai abends, der mit schwacher +-Zacke begann.

Die größten Amplituden hat die Schwankung bei Regenböen; solche wurden im ganzen — es sind nur die hinzugerechnet, die von einem starken Windstoß und einer Barographennase begleitet waren — 22 untersucht. Davon begannen 7 auf allen Stationen mit hohem positivem Wert, 2 mit kleiner +-Zacke, dagegen 13 mit negativem Gefälle. Einer Regenböe ähnlich war ein kurzer, starker Regen vom 3. Mai, der nur hohes positives Potentialgefälle hatte. Am Barographen zeigt sich gleichzeitig eine ausgeprägte Nase, der Wind nahm aber nicht zu, sondern ab. Jedenfalls scheinen aber die Böen, worauf schon Elster und Geitel[4]) hinweisen, vielfach und sicher viel öfter als sonstige Regen an ihrer Vorderfront positives Gefälle zu bewirken[5]). Der häufigere Beginn mit negativem Gefälle ließe sich vielleicht durch die Wirkung des Regens oder der vom starken Winde herangetragenen, an anderen Stellen erzeugten negativen Elektrizitätsträger erklären. Dies scheint besonders eine Böe vom 24. Juni zu bestätigen, wo erst eine Viertelstunde nach der

---

[1]) Vgl. A. Sprung, Über die Registrierung der winterlichen Niederschläge. Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen in Potsdam im Jahre 1898, S. V.

[2]) Die Angaben über den Wind sind sämtlich den vortrefflichen Registrierungen des im Turm aufgestellten mechanischen Windapparates entnommen, der Richtung, Winddruck und momentane Geschwindigkeit aufzeichnet.

[3]) Auch alle ferneren Angaben über Luftdruck sind dessen Aufzeichnungen entnommen.

[4]) Elster und Geitel, Zusammenstellung der Ergebnisse neuerer Arbeiten über atmosphärische Elektrizität. Wolfenbüttel 1897.

[5]) Demnächst wird als Mitteilung des Potsdamer Observatoriums eine Arbeit des Herrn Budig erscheinen, in der diese Frage mit weit größerem Material genauer untersucht wird.

Digitized by Google

Windböe und nach Eintritt von hohen positiven Feldern der Regen und damit negatives Potential einsetzte.

Bei allen diesen Regentypen ist die Art der Schwankung auf allen drei luftelektrischen Stationen genau dieselbe, meist sogar bis in alle Einzelheiten, bis auf jede, auch die geringste Zacke. Dies Resultat ist auch deswegen bemerkenswert, weil auf eine Entfernung von $1^1/_2$ km die Regenintensität schon recht verschieden sein kann, wie in Potsdam durch Regenregistrierungen an benachbarten Stationen gefunden wurde [1]). Auch die an den beiden Stationen „Wiese" (W) und „Nuthe" (N) in den betreffenden Monaten direkt gemessenen Niederschlagsmengen unterscheiden sich zum Teil beträchtlich. Es hatte:

1907	W	N	1907	W	N
Im April	15.4 mm	12.2 mm	Im November	18.9 mm	17.0 mm
„ Mai	63.8 „	35.7 „	„ Dezember	62.6 „	56.2 „
„ Juni	66.2 „	71.4 „	1908		
„ Oktober	23.2 „	24.6 „	„ Januar	31.6 „	22.2 „

Ebenso, wie beim Potentialgefälle, sind auch die aber naturgemäß weit geringeren Schwankungen der relativen Feuchtigkeit während der Niederschläge durchaus gleich. Auf „Turm" und „Wiese" ist nämlich seit Beginn der Registrierung, auf der „Nuthe" seit November ein Hygrograph Richard aufgestellt, dessen Trommel in zwei Tagen herumläuft. Diese so erhaltenen Hygrographenkurven stimmen sonst durchaus nicht immer überein, wie später bei Besprechung des Stratus- und vor allem des Dunsteinflusses auf das Gefälle gezeigt werden soll.

Abweichungen der drei luftelektrischen Kurven bei Regenfällen bleiben nun freilich nicht ganz aus; meist aber sind es Abweichungen, bei denen nur die absoluten Werte verschieden sind, während der Gang selbst gleich bleibt. Solche Verschiedenheiten, bei denen also die Elektrometernadel sich auf allen drei Stationen stets in gleicher Richtung bewegt, treten am häufigsten in dem Sinne ein, daß „Nuthe" und „Wiese", vor allem inmitten längerer Regen, die Nullinie überschreiten, während „Turm" positiv bleibt, so am 29. Oktober und 26. November. Am 5. April, 2. Juni, 5. Dezember, 8. Dezember und 9. Dezember 1^h zeigt die „Nuthe" die stärksten negativen Schwankungen, wobei es vorkommt, daß „Nuthe" allein negatives, „Turm" und „Wiese" positives Gefälle haben. Während eines Regenschauers am 2. Juni und zweien am 22. Dezember weist „Wiese" die tiefsten Werte auf, ebenso während eines 4 mm starken Regens am 17. Januar früh, der überall nur sehr geringe Senkungen der Kurven verursachte. Es tritt also hier ungezwungen der von Lord Kelvin [2]) und auch von Chauveau [3]) erwähnte Fall ein, daß zwei nur in bezug auf Höhe verschiedene Stationen (Turm und Wiese) gleichzeitig entgegengesetztes Gefälle zeigen. Die am tiefsten gelegene „Nuthe" zeigt das umgekehrte Feld am häufigsten. Die Erklärung ist vielleicht in dem nur am Boden wirkenden Lenardeffekt [4]), der die Luft negativ elektrisiert, zu suchen. Aber auch der umgekehrte Fall ist bemerkt worden. So ging bei einem leichten Regen am 22. Dezember „Turm" allein unter Null, während „Nuthe" und „Wiese" positiv blieben, und bei einem Regenschauer am 9. Dezember 7^h sind die negativen Nuthezacken viel geringer als auf „Turm" und „Wiese". Am Ende eines sonst auf allen Stationen gleich wirkenden vierstündigen Regens am 22. April zeigte das

[1]) A. Sprung, Met. Zeitschr. 14, 388 (1897).
[2]) Lord Kelvin, a. a. O., S. 221.
[3]) Chauveau 2, 99.
[4]) P. Lenard, Wied. Ann. 46, 584 (1892).

Digitized by Google

„Nuthe"-Gefälle hohe positive Werte, während „Turm" und „Wiese" nur kleine Zacken hatten.

Abweichungen im Gange des Gefälles, bei denen die Nadel zweier Stationen gleichzeitig in entgegengesetzter Richtung wandert, sind weit seltener. Hierher ist zu zählen: eine starke Abweichung der „Wiese" am 5. April während längeren ⊘°. Die „Turm"-„Nuthe"-Werte bleiben von 6 bis 8ᵖ schwankend negativ, während die „Wiese", die anfänglich mit den beiden anderen Stationen übereinstimmt, um 7ᵖ allein ziemlich stark positiv wird. Erst seit $8^1/_4{}^p$ stimmen die drei Kurven wieder überein. Zur Zeit der Störung lagerte auf der „Wiese" eine verhältnismäßig feuchtere Luftschicht als auf dem „Turm", wie aus dem Hygrographenstreifen hervorgeht; diese feuchtere Luft scheint ähnlich wie Nebel die Erhöhung des Gefälles am Boden bewirkt zu haben. Ferner zeigt am Schlusse eines Regenschauers am 19. Juni morgens die „Wiese" in der vorletzten Zacke viel größere positive Werte als „Turm", und während „Wiese" auf Null geht, setzt dann erst auf „Turm" eine letzte positive Zacke, die auf „Turm" überhaupt größte, ein. Die relative Feuchtigkeit gibt in diesem Falle keinen Anhalt für eine Erklärung. Die „Nuthe"-Registrierung war leider gestört.

Fortdauernde Abweichungen können dann noch eintreten, wenn während des Regens stärkerer Nebel herrscht. Derartiges zeigte sich am 20. Dezember 1907, an welchem Tage stundenlang starker Regen und starker Nebel gleichzeitig auftraten. Während der größten Dichtigkeit des Nebels, mittags, sind die Abweichungen so zahlreich, daß ein Zeitvergleich einige Stunden zwischen „Turm"-„Wiese" einerseits und „Nuthe" andererseits unmöglich ist. Morgens, bei mittelstarkem Nebel, stimmen die Kurven in der Hauptsache überein, doch zeigt hier „Nuthe" beharrlich größere positive und geringere negative Schwankung als „Turm" und „Wiese". Nachmittags jedoch finden sich mehrfach auf der „Nuthe" bedeutend tiefere negative Werte. Die Regenintensität war zu dieser Zeit dieselbe wie vormittags, die Feuchtigkeit überall gleichmäßig 100 Proz.; die Wirkung scheint also vom Nebel allein verursacht zu sein.

Umgekehrt kommt bei mittelstarkem Nebel, bei dem zuerst die Kurven wenig ähnlich sind, schon durch schwachen Regen ganz gute Übereinstimmung zustande; so am 19. Dezember, abends. Dies gilt übrigens nicht nur für Störungen bei Nebel, sondern es läßt sich allgemein sagen: Wenn vor einem wenn auch nur schwachen Regen die Kurven aus irgend einer Ursache voneinander abweichen, so zeigen sie doch während des Niederschlages selber wieder gleichen regelmäßigen Gang.

Eine Schwierigkeit bei der vergleichenden Prüfung der Kurven muß noch erwähnt werden. Vor allem bei Böen ist der Vergleich dadurch sehr erschwert, daß das Meßgebiet, trotz der Umschaltung auf geringere Empfindlichkeit, häufig überschritten wird. Man erhält so öfters nichts als eine Reihe von Punkten an beiden Enden des Streifens. Außerdem kann es dann vorkommen, daß dabei die Elektrometernadel ganz festgerät und nicht sofort zurückgeht, wenn die hohen Potentialwerte nachlassen. Es können auf diese Weise also hohe +- oder —-Werte registriert werden, die völlig falsch sind. Auf diese letztere Ursache bin ich geneigt, Abweichungen während zweier Böen am 26. April zurückzuführen, bei denen mehrfach die „Nuthe" $+\infty$, „Turm" und „Wiese" dagegen $-\infty$ zeigten.

Bei allen 22 Böen (s. S. 7) enthielt übrigens der Wolkenzug eine Westkomponente; ob bei einer anderen Lage der „Nuthe"-Station, etwa südlich vom Observatorium statt östlich, bei Böen größere Abweichungen zustande kommen

Digitized by Google

würden, müssen weitere Untersuchungen lehren. Möglich ist es sehr wohl, wenn man bei der Böe an einen örtlich begrenzten Wirbel denkt. Unter den ja ganz ähnlichen Gewitterböen scheint in der Tat ein Fall vorzukommen, der darauf hindeutet, wie in einer weiteren Mitteilung gezeigt werden wird.

In einem Punkte weichen nun aber die „Turm"-„Wiese"-Regenkurven einer-, die „Nuthe"-Kurven andererseits beständig und regelmäßig ab, in bezug auf die Zeit. Wie zu erwarten war, zeigen „Turm" und „Wiese" hier selten oder nie Unterschiede, dagegen richtet sich die Eintrittszeit der Regenstörung, sowie die stets vorhandene Verschiebung der Zacken und Buchten auf der „Nuthe" ganz nach dem Zuge der Regenwolken. Doch scheint auch der Wind in den unteren Luftschichten nicht ohne Einfluß zu sein. Besonders interessant sind daher die Fälle, bei denen Luftbewegung und Wolkenzug abweichen.

Die Regen mit westlicher Zugkomponente überwiegen naturgemäß. So war es möglich, allein 32 Fälle[1]) zusammenzustellen, bei denen der Zug während des Regens oder doch nicht allzulange vor oder nachher zu WSW bis WNW bestimmt war und bei denen auch die Windregistrierung des Observatoriums sich in denselben Grenzen hielt. Bei allen diesen 32 Fällen traten die Feldstörungen auf der „Nuthe" später ein, und zwar im Mittel 3.9^m. Daraus ergibt sich als mittlere Zuggeschwindigkeit der Regenwolken 5.9 mps., während die mittlere Windgeschwindigkeit der 32 Fälle 6.6 mps. betrug. Trennt man etwa so nach der Windgeschwindigkeit, daß man I. die Fälle zusammenstellt von 0 bis 3 m, II. die von 3.5 bis 6.5, III. 7 bis 10, IV. 10 bis 13 m, so erhält man als mittlere Verschiebung der „Nuthe" gegen „Turm" der 6 Fälle unter I. 5.2^m, und als mittlere Wolkengeschwindigkeit 4.4 mps., unter II. 9 Fälle mit 4.7^m und 4.9 mps., unter III. 12 Fälle mit 3.3^m und 7.0 mps., unter IV. 5 Fälle mit 2.3^m Zeitdifferenz und 10.0 mps. Geschwindigkeit. Es zeigt sich also ein deutlicher Einfluß der Wind-, oder, was damit parallel gehen dürfte, der Wolkengeschwindigkeit auf die Eintrittszeit der Regenstörung. Die beiden extremsten Fälle mögen hier noch erwähnt werden: Am 24. Juni ergab sich bei 2 mps. ein Spätereintreten der „Nuthe"-Störung um 6 bis 9^m, am 22. Dezember dagegen während eines Regenschauers bei 13 mps. nur um 1 bis 2^m.

Ganz ähnlich wie bei Westzug und -wind verhalten sich die Kurven in 17 Fällen mit westlichem und westsüdwestlichem Wolkenzug und Südwest- bis Südsüdwestwind. Auch bei allen diesen Regen trat die Störung auf der „Nuthe" später ein, im Mittel 3.4^m. Dieser etwas kleinere Wert wird wohl auf eine Ablenkung des ja anders gerichteten Windes zurückzuführen sein, um so mehr, als gleichzeitig die mittlere Windgeschwindigkeit der 17 Fälle kleiner ist als bei Westwind (5.1 statt 6.6 m). Eine Trennung nach den vier Windgruppen I bis IV bleibt hier deswegen ohne Resultat, weil I und IV fast ganz fehlen und II und III annähernd dasselbe ergeben.

Eine deutliche Verringerung der Zeitdifferenz auf 2.2^m tritt ein bei 5 Fällen mit Südwestzug und Südwestwind (darunter der 3. Mai mit 6 Böen und Regenschauern, mittlere Windgeschwindigkeit der 5 Fälle 8 mps.). Dagegen ergeben 6 Fälle mit Südwestzug und Westwind 3.5^m (mittlere Windstärke 7 mps.). Auch hier scheint der anders gerichtete Wind deutlich einen Einfluß auf die Verschiebung der Kurven zu haben. Außerdem wurde noch bei 5 Regen mit Nordwestzug und

[1]) Dabei sind mehrere unter gleichen Umständen nacheinander eingetretene Regen als ein Fall gerechnet worden.

Digitized by Google

Südwest- bis Nordwestwind (mittlere Stärke $5^1/_2$ mps.) eine mittlere Zeitdifferenz von 2.3^m festgestellt.

Weit geringer sind die Fälle, bei denen eine andere als die Westkomponente im Zuge überwiegt. Regen mit Ostzug und Ostwind wurden 4 bemerkt; bei allen trat die Störung des „Nuthe"-Feldes früher ein, im Mittel 5.4^m (mittlere Windstärke 5 mps.); Nordwind und -zug zweimal, wobei die Störung auf allen 3 Kurven gleichzeitig einsetzt. 3 Fälle mit Südsüdwestzug und Südsüdwest- oder Südwind ergaben alle 1^m Verspätung auf der „Nuthe".

Es bleibt nun noch eine Reihe von Regenfällen zu erörtern, bei denen sich der Wolkenzug nicht bestimmen und auch nicht interpolieren ließ. Zunächst 4 Fälle mit nordwestlichem oder nordnordwestlichem Winde, bei welchem die „Nuthe"-Störungen 2 bis 3^m später eintraten; die etwas große Zeitdifferenz scheint auf stärkere Westkomponente des Regenzuges zu deuten; ferner eine Reihe von Fällen bei südlichem Winde. Bei dreien zeigt sich der Unterschied 0^m, so daß man ohne weiteres auch auf südlichen Zug schließen kann. Am 8. Dezember ergab sich während eines Regens zuerst bei Südostwind eine Verspätung der „Nuthe"-Registrierung um 2^m, die aber bald bei Südwind in 0^m überging. Am 8. Januar, frühmorgens, zeigte sich bei Südwind ebenfalls eine Verspätung von 2^m; am selben Tage, mittags, wurde Westsüdwestzug der tiefen Wolken festgestellt, so daß wohl auch am Morgen derselbe Zug geherrscht hat. Am 29. Dezember und 23. Juni zeigten die Regenzacken bei ebenfalls südlicher Windrichtung sogar eine Verspätung der „Nuthe" von 5^m; einige Zeit darauf drehte der Wind aber nach W, ohne die Zackendifferenz zu ändern. Die größte Abweichung hatte ein Sprühregen am 4. Dezember, der bei schwachem Südostwind auf die „Nuthe" 7^m später wirkte. Auch hier drehte aber der Wind nach 2 Stunden auf SW und bald auf W. Gleichzeitig verminderte sich die Zeitdifferenz von 7 auf 2^m. Hier muß gleichzeitig mit der Winddrehung eine Änderung der Wolkenzugrichtung eingetreten sein. Daß dies möglich ist, bestätigt eine Beobachtung während längeren Regens am 24. Dezember, wo zuerst Westzug und Südwestwind, dann am Schlusse des Regens Nordwestzug und Westwind herrschten. Der Zeitunterschied betrug während der ganzen Störung gleichmäßig 2 bis 3^m. Auch die Zeitvergleiche am 1. Dezember, frühmorgens, deuten auf eine spätere Drehung des Zuges: um 1^h wichen die Störungen bei Südsüdwestwind um 1^m ab, dieser Unterschied stieg, während zunächst der Wind unverändert blieb, auf 5^m. Um 3^h drehte dann auch der Wind nach WSW. Schließlich sind noch 2 Fälle bei Südwind zu erwähnen, die sich nicht durch baldige Wind- oder Zeitänderung erklären lassen, wo aber nichts im Wege ist, eine westliche Zugkomponente anzunehmen: am 2. Dezember, wo die „Nuthe" 3 bis 4^m und am 9. April, wo sie 2 bis 3^m Verspätung hatte.

Bei einem längeren Regen am 2. Juli mit unbekanntem Zuge herrschte zuerst ziemlich starker Nordwind, der aber bald, indem er zugleich bis fast zur Kalme abflaute, nach SW drehte; gleichzeitig stieg die Zackendifferenz des Gefälles „Turm"-„Nuthe", die am Anfange 1^m betragen hatte, auf 5^m. Wieweit hieran Windrichtung und Stärke einerseits und etwaige Zugänderung andererseits beteiligt sind, ist natürlich schwer zu sagen.

Zwei ähnliche Fälle wurden bei Ostwind beobachtet. Am 16. April zeigt sich kurz vor einem $10^1/_2{}^p$ eintretenden Regen bei östlicher Luftbewegung eine Verfrühung der „Nuthe" um 4^m, die also auf Ostzug deutet. Bei Beginn des Regens geht der Zeitunterschied auf 2^m herunter und wechselt dann, während der Wind

Digitized by Google

fast bis zur Windstille abnimmt, das Vorzeichen, so daß am Ende der Schwankung die „Nuthe“ 5m später kommt. Einige Zeit darauf drehte auch der Wind nach W. Am 7. April, frühmorgens, traten die Störungen bei ziemlich starkem Ostwind zu Beginn eines längeren Regens 2m früher ein. Abflauen des Windes bewirkte aber dann ebenfalls eine Umkehrung, so daß auch hier jetzt die „Nuthe“ 5m später kam. Diese Differenz ging dann durch Wiederauffrischen des Windes, der aber diesmal seine östliche Richtung beibehielt, auf 2 bis 3m herunter. Hier scheinen also Regenzug und Wind direkt entgegengesetzt gewesen zu sein, wobei dann der Zug für den Zeitunterschied ausschlaggebend ist.

An demselben Tage, 7. April, mittags, wurden bei einem kurzen Regen südlicher Wolkenzug, schwacher Ostwind und eine Verspätung der „Nuthe“ um 3 bis 4m beobachtet. Dies ist der einzige Fall, der von der allgemeinen Regel abweicht. Ich neige aber zu der Annahme, daß im Nimbus-Zuge doch eine Westkomponente enthalten gewesen ist, die dem Beobachter entgangen ist.

Es ist also gezeigt worden, daß die Störung des normalen luftelektrischen Feldes durch Regenfälle sich gleichmäßig mindestens auf einige Kilometer in der Richtung des Regenzuges über den Erdboden hin fortpflanzt. Man kann so aus den Abweichungen im Potentialgefälle zweier benachbarter Stationen die Geschwindigkeit der Regenwolken bestimmen. Weichen Wolkenzug und Wind voneinander ab, so gibt der Wolkenzug den Ausschlag; doch scheint auch eine ablenkende Wirkung des Windes zu bestehen.

Potsdam, Anfang Februar 1908.

Das Observatorium erster Ordnung zu Quixeramobim, Staat Ceará (Nordbrasilien).

Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen 1896 bis 1905.

Von Oswald Benno Weber,
Inspector da Repartição Geral dos Telegraphos.

Das Observatorium zu Quixeramobim gehört zu jenen, welche vom Chef der brasilianischen Telegraphenverwaltung mit Meteorographen Theorell ausgerüstet worden sind. Die schwierige Aufgabe, diesen komplizierten Apparat in regelmäßiger Tätigkeit zu erhalten, ist dem Leiter der Station, Herrn Telegrapheninspektor O. Weber, vollständig gelungen. Herr O. Weber übermittelte uns auf unser Ersuchen die Ergebnisse der Reduktion 10jähriger Registrierungen, die wir in tunlichster Kürze hier veröffentlichen wollen, da die meteorologische Station Quixeramobim hohes klimatologisches Interesse beanspruchen darf. Die Tabellen, die uns vorliegen, sind viel umfassender; leider mangelt uns der Raum zu ihrer vollen Aufnahme in dieser Zeitschrift.

Wir lassen nun zunächst die schriftlichen Mitteilungen des Herrn O. Weber (vom August 1905) hier folgen.

Digitized by Google

Beschreibung des meteorologischen Observatoriums zu Quixeramobim, Staat Ceará, Brasilien.

Um die sehr interessanten klimatischen Verhältnisse Cearás kennen zu lernen, beschloß die Direktion des Telegraphenwesens unter besonderer Fürsorge des Herrn Dr. Weiss, Chefs der technischen Abteilung desselben, ein meteorologisches Observatorium erster Klasse im Zentrum des Steppenlandes (Sertaõ) zu errichten.

Während der zweiten Hälfte des Jahres 1895 führte ich diesen Auftrag in Quixeramobim, in Gemeinschaft mit einem Kollegen, aus und am 1. Januar 1896, um 12 Uhr Mitternacht, fing der Meteorograph Theorell an, meteorologische Beobachtungen zu registrieren, die er, mit geringen Ausnahmen, während 10 Jahren fortgesetzt hat.

Das Gebäude befindet sich auf einer Anhöhe im E der kleinen Kampstadt Quixeramobim, am Ufer des gleichnamigen Flusses gelegen, und etwa 100 m Entfernung von der gegenüberliegenden Station der Baturité-Eisenbahn.

Die geographische Lage der Lokalität ist folgende: 5° 16′ 0″ SBr., 3° 55′ 0″ ÖL. vom Meridian von Rio de Janeiro, d. i. 39° 56′ E v. Gr.

Die Front des Hauses, mit 10 m Länge, einer Tür und vier Fenstern, sieht nach dem S, ebenso der auf der linken Hälfte desselben aufgeführte 10 m hohe Turm mit zwei Stockwerken und einer Plattform. Die Tiefe des Hauses mißt 12 m, an dasselbe schließt sich ein umzäuntes Terrain, in dessen Mitte sich eine Staketumzäunung mit Instrumenten befindet. Die innere Einteilung besteht aus sieben Zimmern, mit Einschluß des ersten Stockwerkes im Turm, einer Küche und einer gedeckten Veranda.

Im zweiten Stockwerke des viereckigen Turmes befinden sich das Barometer in einem Glaskasten und das Psychrometer, und auf der Plattform das Anemometer und Anemoskop, alle mit dem Meteorographen elektrisch verbunden. Die vier Wände dieses zweiten Stockwerkes, mit 16 qm Oberfläche bei $2^1/_2$ m Höhe, bestehen von oben bis unten aus Jalousien, um der Luft freien Zutritt zu gestatten und es hat eine doppelte Decke mit einem Zwischenraume von 0.50 m, dessen vier Seiten ebenfalls aus Jalousien bestehen und der den Zweck hat, die Einwirkung der intensiven tropischen Sonnenstrahlen möglichst zu verhindern.

Die Plattform, mit 16 qm Oberfläche, ist aus Zement und gestattet eine freie Übersicht über die umliegenden Kamps.

Die Seehöhe des Observatoriums beträgt 198.70 m und jene der Oberfläche des Quecksilbers im Gefäßbarometer 206.70 m über dem Meeresspiegel; es befinden sich also Barometer und Psychrometer in einer Höhe von 8 m über dem Erdboden.

Außerdem befinden sich im Instrumentenraume ein Normalbarometer von Fuess, Berlin, und ein Normalthermometer von Negretti und Zambra, London.

Zu ebener Erde, in einem gedeckten und gedielten Raume mit 20 qm Oberfläche, befindet sich das Arbeitszimmer des Unterzeichneten mit dem Meteorographen.

In der kleinen Umzäunung im Freien befinden sich ein Aktinograph von R. Fuess, Berlin, genau mit Hilfe eines Theodoliten aufgestellt, so daß er gleichzeitig als Sonnenuhr dient; ein automatisch registrierender Regenmesser, System Hottinger, Zürich; ein anderer mit Zählwerk von Negretti und Zambia, London (zur Kontrolle); ein Schwarzkugelthermometer im Vakuum von Negretti und Zambra, London (Sonnenthermometer); ein Ozonometer von Negretti und Zambra, London, mit Skala 0 bis 10; ein Atmometer (Verdunstungsmesser) in Form einer

Digitized by Google

Wage mit zwei Messingschalen, die morgens um 7 Uhr ausgewechselt werden; die eine dient, um die Verdunstung im Schatten und die andere, um die in der Sonne zu messen.

Sonnenthermometer und Aktinograph befinden sich 1 m, alle übrigen Instrumente 2 m über dem Erdboden.

Der Meteorograph Theorell, Konstrukteur P. M. Sörensen, Stockholm, welcher durch eine galvanische Batterie getrieben wird, zeichnet mit außerordentlicher Sicherheit den Stand des Barometers, des trockenen (t) und feuchten (t') Thermometers bis auf 0.05 mm bzw. Grade, Windgeschwindigkeit in mps. und Windrichtung in 32 Graden, je $^1/_4$stündlich selbsttätig mittels Typendruck auf.

Die Mittel der meteorologischen Elemente werden aus 96 Registrierungen im Tage gewonnen und zwar so, daß aus den Werten $x = 0^h + 15^m + 30^m + 45^m$ für jede Stunde Mittel gebildet wurden. Der Dampfdruck und die relative Feuchtigkeit werden dann aus den so erhaltenen t und t' berechnet. Diese Stundenwerte gelten also für $0^h 22^1/_2{}^m = {}^3/_8$ der laufenden Stunde und ist eine Korrektion von $\pm {}^5/_8$ Differenz von diesem zum nächsten Stundenwert nötig, um den Wert für die volle Stunde zu erhalten. Ausnahme hiervon bildet die Windgeschwindigkeit, die von $0^h + 45^m - 0^h - 45^m$ notiert wird, mithin fällt der Wert schon auf $0^h 15^m$ der bezeichneten laufenden Stunde.

Da diese Berechnung unzweckmäßig ist, habe ich seit Januar 1905 auf Anraten des Herrn Prof. Dr. J. Hann die Stundenmittel aus drei Registrierungen berechnet und zwar mit folgender Formel: $0^h 15 + 0^h 00 + 0^h 15$, so daß das erhaltene Mittel genau auf die volle Stunde fällt und somit mit dem Stundenmittel der anderen Observatorien in Einklang gebracht ist.

Einem späteren Briefe vom 30. November 1907 entnehmen wir noch folgendes:

Das hiesige Observatorium liegt mehr oder weniger im Zentrum der Sertaõ (Steppe), weist mithin rein typische, der Steppe eigene Daten auf und kann nicht das Klima von Ceará im allgemeinen darstellen, denn die klimatischen Verhältnisse auf den großen Gebirgszügen und im SW Cearás sind grundverschieden von den hiesigen. In diesen Regionen kennt man keine Dürren, ewiger Frühling herrscht dort mit Temperaturen, deren Minima bis auf + 10° herabgehen.

Die Serra de Baturité produziert z. B. den besten brasilianischen Kaffee, mit dem sich der Santoskaffee absolut nicht messen kann, allerdings in geringer Quantität nur, so daß er nur hier selbst verbraucht wird. In den Gebirgen und im SW von Ceará, in Crato, trocknen die Flüsse nie aus und alles, was gepflanzt wird, gedeiht gut, die Vegetation ist so üppig, wie sie anderswo im Süden ist; nur der Sertaõ ist trocken und von Juni bis Januar sieht man kein grünes Blatt, der herrschende Ton ist der gelbe. Ebenso trocknen auch hier die Flüsse aus. 130 km von hier kann man ein schönes, gemäßigtes Klima genießen mit voller Vegetation (großer Gebirgszug von Baturité). Oben im Gebirge laufen die Flüsse voll Wasser und an seinem Fuße verschwindet dasselbe im sandigen Flußbett; 5 km entfernt vom Fuße des Gebirges befindet man sich in voller Steppe.

Außer den vielen Gebirgen, mit ihren speziellen Klimas und der Steppe, gibt es noch das Küstenland mit wieder einem anderen Klima, das, seiner Regenmenge nach, zwischen Steppe und Gebirge zu liegen kommt mit einem dreimal so großen Niederschlage, wie dem unserigen; auch dort gibt es keine Dürre und es herrscht kein Wassermangel.

Wenn mir mehr Zeit erübrigt, werde ich, falls Sie es wünschen, hin und wieder kleine Aufsätze über Ceará senden, das, so verschieden, dem Naturfreunde eine überaus

Digitized by Google

reiche Quelle wirklich schöner Naturfreuden darbietet, denn, wie Sie wissen, bietet selbst die Sahara sehr viel des Schönen, und hier haben wir es noch lange nicht mit einer Sahara zu tun. Schön ist Gottes weite Welt überall, man muß es nur verstehen, das Schöne herauszufinden.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Quixeramobim (Brasilien) 1896 bis 1905.

	Luftdruck in mm						Temperatur							
		im Meeres-niveau	Mittl. tägl.		Mittl. absol.			Mittl. tägl.		Mittl. abs.		Sonnen-therm.	Feuchtigkeit	
	Mittel	Mittel	Max.	Min.	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.	Max.	Min.	Mittel	abs.	rel.
Jan. . .	742.6	757.9	744.7	740.2	746.4	738.5	28.4	33.6	24.5	35.6	22.2	68.3	16.9	61
Febr. . .	743.2	758.6	745.0	740.9	746.5	739.2	27.4	32.1	24.0	34.4	21.6	67.4	17.6	67
März . .	742.5	758.0	744.3	740.3	745.9	738.5	26.8	31.3	23.7	33.3	22.0	66.3	18.5	72
April . .	743.0	758.4	744.7	740.9	746.4	739.1	26.7	31.0	23.5	32.7	21.7	66.3	18.4	73
Mai . .	743.7	759.2	745.4	741.7	747.0	740.1	26.4	30.8	23.1	32.3	20.7	65.0	17.7	71
Juni . .	744.8	760.4	746.5	742.8	748.0	741.0	26.2	30.8	22.3	32.5	20.1	63.6	16.1	66
Juli . .	745.1	760.1	746.9	742.9	748.4	741.5	26.3	31.2	22.1	33.0	19.6	63.1	15.3	63
August .	744.9	760.4	746.9	742.6	748.3	741.2	26.8	32.0	22.5	33.9	20.8	65.0	15.0	60
Septbr. .	744.4	759.8	746.6	741.8	748.2	739.9	27.7	33.3	23.3	34.9	22.0	67.3	14.7	56
Oktbr. .	743.5	758.9	745.8	740.9	747.6	739.1	28.1	34.0	23.6	35.5	22.4	68.3	14.7	55
Novbr. .	742.5	757.9	744.6	740.0	746.2	738.6	28.4	34.3	24.0	35.8	22.8	69.2	15.4	56
Dezbr. .	742.7	758.0	744.7	740.2	746.1	738.6	28.6	34.1	24.4	35.9	22.7	69.1	15.6	56
Jahr . .	743.6	759.0	745.5	741.3	748.8	737.8	27.3	32.4	23.4	36.2	19.1	66.6	16.3	63

	Bewölkung	Niederschlags-		Regenfall in Pros. bei		Verdunstung		Sonnenscheindauer					Tage mit	
		Menge	Tage	Tag	Nacht	im Schatten	in der Sonne	Stunden pro Tag	Stunden pro Monat	in Proz.	Tage mit 100 Proz.	Tage mit 0 Proz.	nahen Gewittern	Donner und Wetterleuchten
Jan. . .	6.3	42	5.2	67	53	126.7	285.6	7.6	235	62	1.0	1.1	0.7	11.2
Febr. . .	6.8	98	11.3	51	49	80.4	196.4	6.6	186	54	1.6	0.9	1.4	15.0
März . .	7.0	162	13.8	32	68	69.9	198.1	6.6	203	54	0.2	0.4	1.8	18.4
April . .	6.5	107	11.7	36	64	58.2	181.9	7.2	216	60	0.2	0.3	0.5	15.4
Mai . . .	5.6	80	10.2	36	64	65.2	188.8	7.5	231	64	1.7	0.1	0.3	6.7
Juni . .	4.8	43	7.5	35	75	75.5	192.0	8.3	249	71	3.9	0.0	0.3	1.5
Juli . . .	4.1	23	5.7	29	71	93.7	225.4	8.9	274	75	7.1	0.0	0.0	1.0
August .	3.5	13	2.5	37	63	111.5	285.5	9.8	303	82	8.3	0.0	0.0	0.8
Septbr. .	3.4	2	0.7	32	68	134.4	337.9	10.0	300	83	7.1	0.0	0.0	1.1
Oktbr. .	3.4	0	0.4	57	43	145.1	369.4	10.1	314	83	9.8	0.0	0.0	2.4
Novbr. .	4.8	1	1.0	55	45	137.7	330.1	9.1	273	73	3.2	0.0	0.0	3.8
Dezbr. .	5.7	23	2.6	12	88	137.4	333.3	8.8	271	70	2.0	0.2	0.3	7.4
Jahr . .	5.2	594	72.6	36	64	1235.7	3124.4	8.4	3055	69	45.6	3.0	5.3	84.7

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Tage mit klarem Himmel.													
Mittel . . .	9.4	5.5	5.6	8.5	13.3	15.7	18.9	21.3	21.9	22.9	15.1	13.3	171.4
Tage mit bewölktem Himmel.													
„ . . .	21.6	22.7	25.4	21.5	17.5	14.3	12.1	9.7	8.1	8.1	14.9	17.7	193.6
Tage mit Nebel.													
„ . . .	0.6	3.1	6.6	9.3	7.4	4.3	2.0	1.2	0.0	0.0	0.0	0.6	35.1
Tage mit Tau.													
„ . . .	0.6	3.7	6.3	10.8	11.2	12.4	9.2	6.4	1.1	0.1	0.2	0.0	62.0
Windgeschwindigkeit mps.													
„ . . .	3.8	2.9	2.4	2.2	2.2	2.5	2.8	3.3	4.4	5.1	5.0	4.8	3.4
Winde, Häufigkeit in Prozenten.													
N	11	18	15	15	12	10	6	6	7	15	9	6	11
NE	18	15	10	7	6	6	7	13	21	29	31	22	15
E	23	9	6	6	5	7	8	15	24	29	34	36	17
SE	15	7	4	6	9	14	14	20	26	21	17	19	14
S	6	7	7	8	15	19	21	23	14	5	4	3	11
SW	3	10	16	15	18	12	18	6	2	0	0	3	9
W	10	12	20	17	13	13	11	3	1	0	4	5	9
NW	11	16	18	19	12	12	8	4	1	0	0	5	9
Kalmen . .	3	6	4	7	10	7	7	10	4	1	1	1	5

Digitized by Google

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
						Luftdruck 740 mm +.							
1896	2.7	2.6	2.2	2.2	4.0	5.2	5.6	5.4	3.7	3.4	1.8	2.7	743.47
1897	2.8	3.8	2.4	3.3	3.2	5.1	5.3	5.2	4.9	3.5	2.2	2.6	743.70
1898	2.3	2.0	1.5	3.0	3.5	4.5	5.1	4.9	4.2	3.5	1.7	2.7	743.25
1899	2.8	3.1	2.7	3.2	4.1	4 8	4.2	4.2	5.1	3.4	2.8	2.2	743.52
1900	2.0	3.4	2.7	3.6	3.8	4.8	4.3	4.7	4.2	3.1	2.5	2.5	743.49
1901	2.6	3.0	2.9	2.8	3.5	4.2	4.5	4.4	4.2	3.3	2.7	2.5	743.40
1902	2.4	3.5	2.2	2.7	3.6	3.8	5.3	4.5	4.2	4.4	2.8	3.0	743.54
1903	2.9	4.4	3.0	2.3	3.8	5.3	5.6	5.0	5.1	3.8	2.8	2.1	743.86
1904	2.4	2.4	2.5	2.8	3.5	5.6	5.2	5.6	4.4	3.2	3.4	3.5	743.72
1905	3.1	3.3	3.2	3.7	4.2	5.0	5.6	4.9	3.7	2.2	2.5	2.7	743.75
						Temperatur-Mittel °C.							
1896	28.5	28.8	26.4	26.0	25.3	24.7	26.4	26.8	28.0	28.8	28.9	29.1	27.3
1897	29.3	26.5	26.6	25.9	25.5	24.5	24.9	26.0	27.8	28.3	28.5	28.8	26.9
1898	29.1	27.0	28.2	26.8	27.7	27.1	26.8	26.9	27.4	28.2	28.4	27.9	27.6
1899	27.9	25.3	25.1	25.1	25.0	24.6	24.7	25.9	27.4	27.9	28.4	28.9	26.3
1900	28.0	27.8	28.8	28.4	28.6	27.4	27.5	27.6	28.4	28.7	28.7	28.4	28.2
1901	28.6	27.7	26.6	26.3	25.8	26.8	26.6	27.4	27.8	28.1	28.4	28.8	27.4
1902	28.5	28.6	27.6	27.2	25.9	27.1	27.1	27.3	27.7	27.6	27.9	28.9	27.6
1903	27.9	26.9	26.8	27.9	27.7	27.2	27.0	27.1	27.4	27.9	28.2	28.8	27.6
1904	27.9	28.2	26.4	27.2	26.4	26.1	25.6	25.7	27.1	27.4	27.7	27.9	27.0
1905	28.1	27.0	25.5	25.9	26.4	26.5	26.5	27.4	27.8	27.8	28.7	28.1	27.1
						Niederschlagsmenge in Millimetern.							
1896	50	90	266	272	137	36	8	12	19	0	0.2	1	891
1897	59	104	270	122	286	119	35	25	0	0.2	1	0	1021
1898	1	170	53	120	14	9	2	0	0	0	2	62	433
1899	83	206	277	146	78	129	73	54	0	1	0.2	1	1048
1900	64	99	40	26	24	10	4	0	0	0	0.1	168	435
1901	19	130	214	108	66	53	34	0	3	0	8	0	635
1902	33	20	52	98	111	2	16	9	0	1	0.2	1	343
1903	73	79	91	24	17	13	16	0	0	0	0	1	314
1904	24	13	186	77	50	32	42	30	0	0	0.2	0.1	454
1905	17	66	169	78	21	29	1	0	0	0	0	3	384
						Mittel.							
Nacht	22.6	45.9	109.5	69.0	51.9	32.5	18.3	8.2	1.5	0.1	0.5	20.8	380.8
Tag	19.8	51.9	52.3	38.1	28.6	10.7	4.9	4.9	0.7	0.1	0.7	2.7	215.4
						Täglicher Gang des Luftdruckes (740 mm +) 1896 bis 1905.							
1ª	3.06	3.66	3.03	3.46	4.23	5.37	5.61	5.38	4.84	3.88	2.90	3.07	4.03
2	2.76	3.30	2.67	3.05	3.84	5.07	5.35	5.13	4.54	3.61	2.64	2.77	3.73
3	2.56	3.07*	2.38	2.76	3.57	4.84	5.07	4.96	4.42*	3.53*	2.53*	2.63*	3.53*
4	2.53*	3.26	2.32*	2.69*	3.52*	4.78*	5.08*	4.96*	4.50	3.68	2.65	2.67	3.54
5	2.67	3.20	2.46	2.83	3.58	4.97	5.29	5.21	4.75	4.04	2.99	2.96	3.76
6	3.18	3.51	2.74	3.15	4.00	5.27	5.57	5.52	5.18	4.49	3.39	3.41	4.11
7	3.60	3.86	3.16	3.58	4.56	5.59	5.86	5.91	5.66	4.95	3.86	3.91	4.52
8	4.02	4.32	3.57	4.03	4.80	6.00	6.31	6.29	6.11	5.45	4.25	4.28	4.95
9	4.23	4.75	3.91	4.37	5.13	6.31	6.64	6.63	6.40	5.59	4.44	4.47	5.24
10	4.23	4.70	4.10	4.49	5.13	6.31	6.67	6.71	6.38	5.38	4.32	4.34	5.23
11	3.89	4.45	3.88	4.25	4.89	5.98	6.34	6.32	5.91	4.87	3.87	3.94	4.88
Mttg.	3.37	3.91	3.41	3.69	4.30	5.38	5.75	5.64	5.13	4.09	3.11	3.35	4.27
1ᵖ	2.75	3.25	2.62	2.90	3.54	4.67	4.99	4.77	4.18	3.08	2.30	2.58	3.48
2	1.87	2.46	1.77	2.15	2.81	3.91	4.17	3.87	3.21	2.12	1.37	1.75	2.62
3	0.96	1.74	1.05	1.47	2.16	3.28	3.45	3.16	2.47	1.42	0.77	0.94	1.91
4	0.49	1.31	0.64	1.09*	1.93*	3.00*	3.12	2.75	2.03	1.04	0.17*	0.47	1.50
5	0.24*	1.13*	0.54*	1.13	1.99	3.06	3.12*	2.73*	1.98*	1.03*	0.11	0.36*	1.46*
6	0.56	1.33	0.86	1.52	2.31	3.35	3.43	2.99	2.29	1.34	0.40	0.60	1.74
7	0.96	1.82	1.37	1.96	2.79	3.78	3.87	3.42	2.72	1.80	1.01	1.08	2.22
8	1.60	2.39	1.93	2.54	3.33	4.34	4.43	3.95	3.36	2.59	1.64	1.83	2.82
9	2.31	3.10	2.54	3.15	3.89	4.85	4.98	4.60	4.11	3.35	2.45	2.60	3.49
10	2.94	3.70	3.11	3.60	4.34	5.32	5.48	5.15	4.77	4.01	3.01	3.13	4.04
11	3.26	3.97	3.44	3.84	4.50	5.54	5.73	5.42	5.15	4.28	3.26	3.39	4.32
12	3.28	3.91	3.50	3.82	4.50	5.61	5.76	5.55	5.12	4.16	3.14	3.34	4.30
Mittel	2.56	3.17	2.54	2.97	3.73	4.84	5.08	4.88	4.39	3.49	2.52	2.66	3.57
						Täglicher Gang der Temperatur (°C) 1896 bis 1905.							
1ª	25.8	25.1	24.9	24.8	24.4	24.1	24.0	24.2	24.7	24.7	25.1	25.5	24.79
2	25.6	25.0	24.7	24.6	24.3	23.9	23.7	24.0	24.5	24.6	25.0	25.4	24.61
3	25.4	24.9	24.5	24.4	24.1	23.6	23.5	23.8	24.3	24.4	24.8	25.2	24.42
4	25.2	24.8	24.4	24.2	23.9	23.3	23.2	23.5	24.0	24.2	24.6	25.0	24.19
5	25.1	24.6	24.3	24.0	23.7	23.1	22.9	23.2	24.0	24.0	24.4	24.9	23.99
6	24.9*	24.4*	24.1*	23.9*	23.6*	22.8*	22.6*	22.9*	23.5*	23.8*	24.3*	24.6*	23.77*
7	25.0	24.4	24.2	24.1	23.7	22.9	22.6	23.0	23.8	24.3	24.6	24.9	23.97
8	25.7	25.0	24.8	24.8	24.4	23.8	23.6	24.0	24.8	25.1	25.5	25.7	24.78
9	26.6	26.0	25.7	25.7	25.5	24.9	24.7	25.1	26.0	26.6	26.7	26.9	25.88

Digitized by Google

Stde.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
10	27.8	27.1	26.7	26.8	26.5	26.1	25.9	26.3	27.3	27.9	28.1	28.2	27.06
11	29.0	28.2	27.8	27.8	27.5	27.1	27.2	27.5	28.6	29.2	29.4	29.5	28.22
Mttg.	30.3	29.2	27.8	28.6	28.4	28.1	28.1	28.6	29.7	30.4	30.6	30.7	29.24
1P	31.2	30.0	29.3	29.3	29.1	29.0	29.1	29.6	30.8	31.5	31.8	31.7	30.19
2	32.1	30.8	30.0	29.9	29.7	29.7	29.9	30.5	31.7	32.6	32.7	32.6	31.02
3	32.7	31.3	30.4	30.2	30.1	30.2	30.5	31.3	32.5	33.3	33.5	33.3	31.60
4	33.1	31.4	30.5	30.4	30.2	30.4	30.9	31.6	32.9	33.7	34.0	33.5	31.87
5	33.0	31.2	30.3	30.0	29.9	30.2	30.8	31.5	33.0	33.7	33.9	33.6	31.78
6	32.5	30.7	29.7	29.2	29.2	29.6	30.2	31.0	32.6	33.1	33.3	33.1	31.12
7	31.5	29.5	28.5	27.2	27.9	28.2	28.8	29.8	31.2	31.9	32.0	31.9	29.93
8	30.0	28.3	27.3	27.0	26.9	27.0	27.4	28.4	29.6	29.7	30.0	30.1	28.49
9	28.7	27.3	26.6	26.3	26.1	26.1	26.5	27.2	27.9	27.8	28.2	28.5	27.25
10	27.6	26.5	26.0	25.7	25.5	25.3	25.6	26.1	26.5	26.4	26.9	27.3	26.29
11	26.7	25.9	25.5	25.3	25.0	24.8	25.0	25.3	25.5	25.5	26.0	26.4	25.59
12	26.1	25.5	25.1	25.0	24.7	24.4	24.5	24.7	25.0	25.0	25.4	25.9	25.11
Mittel	28.4	27.4	26.8	26.7	26.4	26.2	26.3	26.8	27.7	28.1	28.4	28.6	27.30

Absolute Extreme der Temperatur.

1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903	1904	1905	Extreme
37.3	36.2	35.9	35.8	36.3	36.6	36.6	36.3	35.4	36.3	37.3
18.1	19.9	19.0	18.7	20.6	18.8	18.8	19.3	19.3	18.9	18.1

Täglicher Gang der relativen Feuchtigkeit (Prozent) 1896 bis 1905.

1a	75.3	78.9	82.8	82.8	81.7	79.2	77.9	77.8	74.6	74.1	75.3	73.7	77.8
2	77.1	80.3	83.2	83.9	82.8	80.6	79.8	79.2	75.3	74.2	75.9	74.5	78.9
3	77.5	81.0	83.8	84.4	83.2	81.3	80.4	78.9	75.3	73.7	75.7	74.6	79.2
4	77.9	81.0	84.0	84.8	83.8	81.5	80.6	79.0	75.0	72.9	75.5	74.5	79.2
5	78.2	81.7	84.4	85.0	84.0	81.7	80.5	78.9	74.2	72.7	75.6	74.9	79.3
6	78.8	81.6	84.8	85.0	83.7	81.7	80.7	78.6	73.4	72.3	75.7	75.6	79.3
7	77.4	81.4	84.1	84.2	83.5	80.5	79.1	77.0	70.3	69.4	73.0	72.7	77.9
8	73.0	78.0	81.8	81.6	80.8	77.2	74.5	71.3	65.0	63.4	67.4	67.3	73.4
9	67.3	72.3	76.2	76.7	75.5	71.0	67.6	64.4	58.8	57.3	60.4	60.9	67.4
10	61.4	66.7	72.3	71.8	70.4	64.8	61.1	58.1	52.9	51.5	53.9	54.3	61.5
11	55.8	61.7	66.5	66.6	64.7	59.3	55.5	52.2	47.7	46.4	48.3	48.7	56.1
Mttg.	50.9	57.1	62.4	62.6	60.3	54.4	50.7	47.9	43.5	42.0	43.7	43.8	51.6
1P	46.8	53.4	59.0	59.6	57.2	50.4	46.8	44.0	40.0	38.3	39.8	39.8	47.9
2	43.6	50.6	56.7	56.9	54.9	47.7	43.6	40.7	36.8	35.2	36.8	37.1	45.1
3	41.5	48.6	54.2*	55.1	53.4	45.6	41.4	38.0	34.3	32.6	34.3	34.8	42.9
4	40.4	48.3*	55.2	55.1*	52.7*	45.3*	40.8*	36.9	32.5	30.8	32.5	33.5	42.0*
5	40.3*	49.2	56.3	56.7	54.2	46.1	41.0	36.6*	32.0*	30.2*	32.2*	33.4*	42.4
6	42.1	51.4	59.5	61.3	58.6	49.3	43.4	38.4	33.2	31.3	33.6	34.6	44.6
7	45.7	56.5	65.5	67.6	65.0	56.9	49.2	43.0	36.9	35.7	38.3	39.0	49.8
8	52.2	62.8	70.6	72.0	69.2	60.5	54.5	48.1	44.4	46.7	48.5	48.0	56.4
9	58.7	67.2	73.6	75.0	71.9	64.5	59.4	54.8	54.5	56.8	56.7	55.6	62.4
10	63.4	70.3	76.1	76.7	74.4	69.2	65.0	62.9	62.4	62.6	61.5	60.9	67.3
11	68.3	73.5	78.3	79.4	77.1	73.5	70.9	69.4	67.9	67.9	66.9	65.7	71.6
12	72.5	77.2	80.1	81.5	79.7	77.0	75.0	74.5	72.5	72.4	72.7	70.6	75.5
Mittel	61.1	67.1	72.1	72.7	70.9	65.7	62.5	59.6	55.5	54.6	56.4	56.2	62.9

Täglicher Gang.

	Dampfdruck in mm					Windgeschwindigkeit					Regenmenge in mm		
	Dez. bis Februar	März bis Mai	Juni bis August	Sept. bis Novbr.	Jahr	Dez. bis Februar	März bis Mai	Juni bis August	Sept. bis Novbr.	Jahr	Jahr	Jan. bis Juni	Juli bis Dezbr.
1a	18.39	18.95	17.50	17.38	18.06	3.63	1.99	2.83	4.69	3.29	33.8	24.2	9.6
2	18.50	18.96	17.56	17.27	18.07	3.15	1.73	2.41	4.25	2.89	34.7	25.6	9.1
3	18.43	18.91	17.34	17.05	17.94	2.84	1.50	1.97	4.03	2.59	31.8	27.6	4.2
4	18.30	18.78	17.10	16.72	17.73	2.81	1.36	1.82	4.09	2.52	31.4	26.9	4.5
5	18.17	18.65	16.79	16.47	17.52	2.76*	1.22	1.71	4.17	2.46	42.0	37.6	4.4
6	18.07	18.51	16.51	16.22	17.33	2.83	1.16	1.58	4.03*	2.39*	32.8	28.9	3.9
7	17.87	18.50	16.31	15.93	17.15	2.80	1.13*	1.51*	4.26	2.42	27.1	24.2	2.9
8	17.53	18.69	16.20	15.50	16.98	3.73	1.62	2.27	5.35	3.28	18.4	17.2	1.2
9	17.07	18.49	15.80	15.01	16.60	4.34	2.45	3.19	5.35	3.82	15.2	14.5	0.7
10	16.61	18.27	15.30	14.54	16.18	4.38	2.94	3.92	5.29	4.13	11.3	10.2	1.1
11	16.15	17.94	14.86	14.06	15.76	4.27	3.27	4.28	5.13	4.23	7.1*	6.4*	0.7
Mttg.	15.75	17.62	14.45	13.76	15.40	4.07	3.30	4.25	4.90	4.15	11.0	10.4	0.6*
1P	15.31	17.41	14.06	13.37	15.04	3.99	3.23	4.15	4.62	4.00	12.3	11.0	1.3
2	15.05	17.22	13.75	13.06	14.77	3.83	3.10	4.01	4.48	3.86	14.8	13.5	1.3
3	14.78	17.08	13.44	12.70	14.50	3.77	3.02	3.89	4.27	3.74	21.8	20.9	0.9
4	14.59	17.00*	13.35*	12.41	14.34*	3.75	2.94	3.64	4.19	3.65	23.2	22.5	0.6
5	14.56*	17.18	13.40	12.29*	14.34	3.74	2.81	3.34	4.08	3.49	24.4	22.9	1.5
6	14.61	17.63	13.64	12.31	14.55	3.71*	2.28	2.76	3.87*	3.15	28.7	27.5	1.3
7	15.14	18.24	14.23	12.86	15.10	3.86	1.82*	1.82	3.91	2.69*	32.6	29.1	3.5
8	16.30	18.44	14.64	14.34	15.93	4.25	1.84	1.51*	5.43	3.26	30.5	28.3	2.3
9	16.91	18.48	15.14	15.63	16.53	5.44	2.30	2.13	7.36	4.31	34.2	32.3	1.9
10	17.16	18.49	15.95	16.06	16.85	5.51	2.59	3.51	7.18	4.70	26.5	24.3	2.1
11	17.54	18.60	16.71	16.56	17.35	4.91	2.60	3.71	6.21	4.35	24.8	23.2	1.5*
12	18.09	18.81	17.21	17.15	17.82	4.24	2.37	3.27	5.41	3.82	25.6	23.2*	2.5
Mittel	16.70	18.20	15.45	14.93	16.32	3.85	2.27	2.89	4.84	3.46	596.0	532.4	63.5

Digitized by Google

Zur Kenntnis des Regenfalles in Niederländisch-Indien.

Von A. Woeikow.

Das Regennetz von Niederländisch-Indien ist nicht nur in einigen Regionen recht dicht, es werden auch die Beobachtungen von Anfang an in extenso veröffentlicht. In den letzten Jahren kamen neue Beobachtungen und Berechnungen dazu. Einiges recht Wichtige gebe ich weiter unten abgekürzt [1]).

I. Regenmengen pro Monat und Tag für ganz Java.

Die Zahlen sind so berechnet, daß die Summen für den betreffenden Monat gebildet und durch die Zahl der Stationen dividiert werden. Natürlich ist das Netz der Stationen nicht gleich dicht in allen Teilen der Inseln (Madura ist mit Java in Betracht gezogen) und außerdem sind einige Stationen eingegangen, andere, und zwar zahlreichere, neu errichtet, aber doch wird eine Übersicht gegeben, wie sie bisher nicht existierte für Länder so nahe dem Äquator; daher entschloß ich mich, einige Zahlen zu geben, teilweise umgerechnet.

Die Monate sind auf 30 Tage reduziert, d. h. die Zahlen sind unmittelbar vergleichbar. Die erste Zeile der Zahlentabelle gibt das 27jährige Mittel in obiger Weise berechnet, die zwei nächsten die zwei Minima und Maxima, d. h. die zwei größten und kleinsten Mengen für die einzelnen Jahre. Für die Halbjahre sind je 4 Jahre angeführt. Dann kommen die Amplituden in Millimetern und Prozenten.

Mittlere monatliche und halbjährliche Regenmenge für ganz Java und Madura.

	Monat												Halbjahr			
	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Mai/Okt.		Nov./April	
Mittel . . .	341	351	306	233	160	134	86	61*	81	151	254	318	112 [2])		301 [2])	
Minima [2])	250	275	208	140	39	9	7	6	6	22	136	203	29	44	254	256
	260	288	209	150	56	17	8	9	10	30	147	237	44	44	262	282
Maxima [2])	395	419	381	332	245	292	186	174	118	257	333	382	171	177	329	331
	407	467	384	357	253	292	329	218	227	277	335	404	180	208	336	342
Amplitude mm	157	192	176	217	214	283	328	212	221	247	199	201	179		88	
Amplitude Proz.	46*	55	58	93	134	211	375	347	273	164	78	63	160		29	

Das Ergebnis der Tabelle ist sehr bemerkenswert. Nicht nur die Amplitude in Prozenten, sondern auch die absolute ist bedeutend größer in der trockenen Jahreszeit als in der regenreichen, im Juli doppelt so groß als im Januar. Im Juli kann die ganze Insel gänzlich regenlos sein und es können die Regen, auf die Fläche verteilt, so ergiebig sein, daß sie an das Mittel der regenreichsten Monate Januar und Februar heranreichen und bedeutend größer sind, als die Regen in diesen Monaten in regenarmen Jahren. Die Regen sind also stetig in den Monaten des Nordwestmonsuns und den gewitterreichen Monaten vor- und nachher, und sehr unstetig in den anderen. In derselben Art, wie für die einzelnen Monate, sind die Verhältnisse für die ganzen Halbjahre. Am regenreichsten war das Halbjahr Mai bis Oktober in 1879; doch damals waren noch zu wenig Stationen, namentlich fehlten sie ganz in den Gebirgen von Ostjava. Ich nehme daher das nächst

[1]) „Regenwaarnemingen in Nederlandsch-Indie 1905." Batavia 1906.
[2]) Die regenreichsten und regenärmsten Jahre.
[3]) Halbjahre auf Monate von 30 Tagen reduziert.

Digitized by Google

regenreichste Halbjahr in 1904 und das trockenste in 1891 und dazu noch den besonders regenreichen Juli 1895. Die Abweichungen für diese Zeiten waren in Prozenten:

1891		1891		1904		1904	
Mai	− 78	September	− 87	Mai	+ 40	September	+ 132
Juni	− 50	Oktober	− 60	Juni	+ 27	Oktober	+ 81
Juli	− 80			Juli	+ 9	Halbjahr	+ 61
August	− 86	Halbjahr	− 74	August	+ 55	Juli 1895	+ 283

Ich gebe für 8 Monate die Prozente der Stationen zwischen Schwellenwerten des Regenfalles.

Max. pro Monat	Mai 1891	Juli 1891	Juli 1895	August 1891	September 1891	September 1904	Oktober 1891	Oktober 1904
> 1100	0	0	1	0	0	3	0	4
700—1099	0	0	4	0	0	4	0	5
400—699	0	0	21	0	0	8	0	14
200—399	2	1	56	0	0	24	2	24
100—199	17	2	19	0	1	28	6	23
40—99	26	14	0	6	8	19	19	22
10—39	49	19	0	20	14	6	23	6
< 10	17	64	0	74	77	9	50	3
Max. mm	250	239	1388	89	131	1381	252	1847

In drei dieser sehr regenarmen Monate gab es Regenmengen über 200 mm an einzelnen Stationen, im August und September 1891 aber waren auch die Maxima viel kleiner. Die Regionen, wo auch in den trockenen Jahren etwas ergiebigere Regen fallen, sind: 1. im W Buitenzorg und höhere Stationen in dem benachbarten Teile des Beanger; 2. ein Teil der Res. Bagela und Bonjoemas mit dem äußersten SE des Beanger, alle an der Südabdachung der Insel; 3. zwei hohe Stationen im E in der Nähe des höchsten Berges (Smeroe). Dieselben Gegenden sind auch diejenigen, welche in den regenreicheren Zeiten des Halbjahres Mai bis Oktober (wie Juli 1895, September und Oktober 1904) ganz enorme Regenmengen haben. Die Menge 1847 mm im Oktober 1904 ist die größte bisher im Archipel in einem Monate beobachtete; sie fiel in Tjimangkat, an der Südküste der Insel. Ebendort war auch die größte Menge im September 1904. Jahr 1904: Tjimangkat 6314, benachbarte Station Barigi 5996; 18jähriges Mittel von letzterem Orte 3799. Also auch hier das Jahr 1904 sehr regenreich.

Dieselbe Quelle enthält auch Berechnungen des mittleren Regenfalles für jeden Tag für ganz Java und die Promillezahl der Stationen, an welchen es an jedem Tage geregnet hat. Beide für 27 Jahre, 1879 bis 1905. Letztere Größe können wir nennen die Regenwahrscheinlichkeit im Raume und die in gewöhnlicher Art berechnete Regenwahrscheinlichkeit in der Zeit. Ich gebe einen Auszug aus den zwei Tabellen.

Regenmenge pro Tag, ausgeglichen.

Tag	mm	Tag	mm	Tag	mm	Tag	mm	Tag	mm
1. Jan.	10.4	16. März	9.6	6. Juni	4.7	2. Sept.	2.2	26. Okt.	5.5
7. „	11.2	20. „	10.2	15. „	4.2	7. „	1.5*	4. Nov.	7.7
11. „	10.5	23. „	9.4	20. „	5.1	13. „	2.7	16. „	6.6
18. „	12.5	28. „	10.5	30. „	3.2	19. „	2.4	19. „	9.7
2. Febr.	11.2	26. April	7.2	5. Juli	4.2	29. „	3.8	23. „	9.4
11. „	12.4	3. Mai	7.5	3. Aug.	2.1	4. Okt.	3.0	16. Dez.	11.4
18. „	11.4	8. „	5.8	10. „	2.7	12. „	5.2	23. „	10.5
22. „	12.2	30. „	4.0	19. „	1.5*	22. „	6.3	27. „	11.1

Die Unregelmäßigkeiten sind noch bedeutend und es ist noch sehr die Frage, ob sie sich alle in einer längeren Periode verwischen werden, denn in diesem gestörten Gange für die ganzen Inseln kommen die Eigentümlichkeiten der verschiedenen Teile zum Vorschein. Die größte dieser Störungen, prozentisch gerechnet, ist die

Digitized by Google

Zunahme um 31 Proz. in den ersten 5 Tagen des Juli, zu einer Zeit, wo die Menge abnehmen müßte. Ist es nicht ein Anklang an eine Juni-Juliregenzeit, wie sie an den Südküsten der Molukken scharf hervortritt?

Die Regenwahrscheinlichkeit (Prozent der Stationen mit Regen) erreicht das Maximum am 18. Januar und 8. und 11. Februar mit 68 Proz., und das Minimum am 6. September mit 12 Proz. Am 30. Juni ist sie 21 Proz., am 5. Juli 25 Proz., also der Gang wie bei der Regenmenge. Eine ebensolche Berechnung ist für das Jahr 1905 ausgeführt. Natürlich zeigen sich große Unregelmäßigkeiten; ich gebe Beispiele für die Monate, wo sie besonders bedeutend sind:

Tag	mm	Tag	mm	Tag	mm
12. Jan.	3.3	18. Juli	0	13. Okt.	16.6
27. „	22.8	20. „	0	13. Nov.	0.3
4. Mai	20.1	27. „	0	18. „	21.2
16. „	0.3	4. Okt.	0		
11. Juli	16.1	5. „	0		

Die Regenwahrscheinlichkeit war am größten am 18. Februar mit 93 Proz.; dann sind zu bemerken 27. Januar 90 Proz., 4. Mai 80 Proz., 9. Juli 62 Proz., 18. November 78 Proz.

II. Tägliche Periode der Regenmenge und Regenintensität im malaiischen Archipel [1]).

Folgende Tabelle gibt die Verteilung der Regen auf dreistündliche Intervalle und das stündliche Maximum. Sie sind für das Jahr 1905, außer Padang, wo die Beobachtungen sehr lückenhaft und einige Monate des Jahres 1904 gegeben werden. Ich nahm alles, was vorhanden war, d. h. je einen April, August und Dezember und zwei September, Oktober und November.

Die Lage der Stationen ist:

	SBr. [1])	EL.	Höhe m	
Batavia	6.2	106.8	7	7 km von der Nordküste Javas.
Buitenzorg	6.6	106.8	266	54 km von der Nordküste Javas, in der Nähe hoher Vulkane.
Pasoeroean	7.6	112.9	4	3 km von der Nordküste in Ostjava.
Padang	1.0	100.3		an der Westküste Sumatras, hohe Gebirge nahe.
Pontianak	0	109.3		22 km von der Westküste Borneos, Ebene.
Amboina	3.7	128.2		kleine Insel, am Meere, Südküste, an einem hohen Berge.

	Batavia		Buitenzorg		Pasoeroean		Pontianak	Amboina		Padang	
	Jahr	Jan./Febr.	Jahr	Jan./Febr.	Jahr	Jan./Febr.	Jahr	März/Des.	Juni/Juli	9 Mon.	
Menge	1354	456	5017	926	1050	749	2951	1817	682	3278	mm
0—3	4	6	1.2	0.6	4	2	6	13	17	11	Proz.
3—6	9	12	0.4	1.1	3	1.2	8	14	17	9	„
6—9	5	5	0.9	0.6	3	0	5	9	8	3	„
9—12	8	8	1.0	3	2	1.5	6	12	13	2.5	„
12—15	15	14	16	25	5	8	19	13	10	10	„
15—18	22	18	48	55	37	44	30	11	3	26	„
18—20	26	20	25	12	32	33	18	11	7	22	„
21—24	10	19	7	3	13	9	8	16	26	16	„
Max.	15	13	18	23	18	21	13	6	13	20	„
Stunden	18—19	20—21	16—17	17—18	17—18	17—18	15—16	21—22	21—22	17—18	
Vorm.	26	31	3.5	4.3	12	5	25	48	55	26	

Das Jahr 1905 war abnorm in Batavia, denn die ersten 3 Jahre [2]), wie auch das dreißigjährige Mittel [3]) zeigen ein Vorwalten der Regen in den ersten Stunden des Tages in den Monaten der vollen Herrschaft des Nordwestmonsuns, Januar und

[1]) A. a. O.
[2]) Österr. Met. Zeitschr. 1872, S. 399.
[3]) Observ. at the meteor. Obs. of Batavia 1895.

Digitized by Google

Februar. In Buitenzorg walten die Regen in den Nachmittagsstunden, namentlich 15 bis 18, ganz enorm vor und frühere Jahre geben dasselbe Resultat, wie aus einer Notiz über das Klima von Buitenzorg in dieser Zeitschrift zu sehen ist. Nun ist Buitenzorg eine der Stationen, wo der Regen am gleichmäßigsten auf die Monate verteilt ist; ich hatte aber erwartet, daß in Pasoeroean, wo die Regen der Monate des Nordwestmonsuns sehr stark vorherrschen, die Nachtregen einen bedeutenden Anteil an der Menge haben, namentlich im Januar und Februar. Aber es ist nicht der Fall; gerade in diesen Monaten sind die Nachtregen fast ebenso schwach vertreten wie in Buitenzorg.

Die äquatorialen Stationen Pontianak und Padang haben fast dieselbe Verteilung wie Batavia in 1905, und in Amboina in den Molukken überwiegen die Nachtregen, namentlich in den eigentlichen Regenmonaten Juni und Juli. Diese Regen, in der Nähe der hohen Küsten der Molukken, sind eigentlich Passatregen, denn der sog. Südostmonsun ist der südliche Passat und auch an anderen Orten der Tropen haben diese Regen eine solche tägliche Periode.

Dann wird noch die Intensität der Regen gegeben durch Division der Menge durch die wirkliche Dauer[1]) für 1879 bis 1905 in Batavia, und 1902 bis 1905 in Buitenzorg und Pasoeroean. Da ich vor kurzem für fast dieselbe Periode die Zahlen für Batavia gab[2]), so führe ich nur die zwei letzten Orte an.

Millimeter pro Regenstunde.

Stunden	Buitenzorg			Pasoeroean	
	Jahr	Jan./Febr.	Sept./Okt.	Jahr[3])	Jan./Febr.
0—3	2.4	1.9	2.6	2.2	1.5
3—6	1.8*	1.3*	0.9	1.8*	2.5
6—9	2.4	1.9	0.7*	2.4	0.6*
9—12	3.4	3.7	2.1	7.8	1.7
12—15	7.4	5.6	11.0	7.6	7.3
15—18	8.2	5.3	13.7	8.0	8.9
18—21	5.2	3.7	5.4	4.2	3.2
21—24	3.0	2.2	2.5	2.6	1.4
Mittel	5.4	3.6	8.1	4.8	4.2
Maximum . . .	8.4	6.0	17.1	9.0	11.1
Stunden	15—17	15—16	16—17	14—16	15—16

In Buitenzorg ist der Gang trotz der Kürze der Zeit und des kleinen Prozentsatzes der Regen am Vormittage sehr regelmäßig; in allen Monaten ist die Intensität am größten von 12 bis 18^h. Das Anwachsen und die Abnahme gehen sehr rasch. Die Intensität ist bedeutend größer in den gewitterreichen Monaten September und Oktober, als in den Monaten des Nordwestmonsuns, Januar und Februar. In Batavia ist der Unterschied derselbe in qualitativer Hinsicht, aber nicht in quantitativer; Januar und Februar unterscheiden sich weniger von September und Oktober als in Buitenzorg, im Januar und Februar sind die Regen intensiver, im September und Oktober weniger intensiv in Batavia.

III. Platzregen.

Für dieselben Monate, wie die Verteilung auf die Stunden, werden die sog. „Regenbuien", d. h. große Regen, gegeben, und besonders die „Wolkenbreuken" (Wolkenbrüche), d. h. Regen, welche 1 mm und mehr per Minute in wenigstens

[1]) Beobachtungen an ununterbrochen registrierenden Regenmessern.
[2]) Met. Zeitschr. 1906, S. 436.
[3]) In der Tabelle steht für 10 bis 11: 11.4, aber dieses Resultat wurde bewirkt durch einen Platzregen im März. Dieser Monat gibt für die betreffende Stunde im Mittel 30.6; in 9 Monaten gab es zu dieser Stunde keinen meßbaren Regenfall. Auch das dreistündliche Mittel wird beeinflußt, daher die Unregelmäßigkeit.

Digitized by Google

5 Minuten geben. Die Fälle, wie für die „Regenbuien", werden einzeln angeführt Ich gebe einen Auszug aus der Tabelle.

Wolkenbrüche 1905.

		Batavia	Buitenzorg	Pasoeroean	Pontianak	Amboina[1])
1 bis 1.49 mm per Minute	Zahl	9	59	12	25	10
	mm[2])	206	976	286	554	161
1.5 bis 1.99 mm per Minute	Zahl	2	24	1	6	2
	mm[2])	75	590	24	163	19
> 2 mm per Min.	Zahl	0	2	0	2	0
	mm[2])	0	82	0	54	0
Summe	Zahl	11	85	13	33	12
	mm[2])	281	1648	310	771	180
Proz. der Regenmenge		21	30	27	26	10
Max. per Minute		1.57	2.34	1.85	2.0	1.60

Die Zahl und Intensität der Wolkenbrüche scheint proportional der Regenmenge und dem Prozent der in den warmen Stunden fallenden Regen zu sein, daher die relativ geringe Menge in Batavia und namentlich Amboina[3]), die große in Buitenzorg. Alle Wolkenbrüche der Intensität über 1.6 mm per Minute in Buitenzorg fanden während Regen ziemlich langer Dauer statt[4]), und die mittlere Intensität der Regen ist nicht sehr groß; so hatten die zwei Wolkenbrüche mit über 2 mm die Intensität 0.64 und 0.42, die 11 von einer Intensität zwischen 1.60 und 1.85 hatten Intensitäten des ganzen Regens zwischen 0.12 und 0.74, Mittel 0.37 mm per Minute. Dort, wo die Intensität nach dem ganzen Regenfalle beurteilt wird, waren viele der zitierten Fälle als nicht besonders intensiv beurteilt worden.

Der größte ununterbrochene Regenfall aller Stationen, die ich hier anführe, war am 14. bis 15. April zu Amboina: 162.5 mm in 1326 Minuten, mittlere Intensität 0.12 mm per Minute, also recht mäßig; jedoch während 9 Minuten wurden 10 mm gemessen, Intensität 1.11, also fast zehnmal die mittlere Intensität.

Ich habe die Beobachtungen von Padang, wegen ihrer Lückenhaftigkeit, nicht in die Tabelle aufgenommen; hier ereignete sich am 19. Dezember der stärkste Wolkenbruch, 2.88 mm per Minute. Der ganze Regen hatte eine Intensität von nur 0.16 mm per Minute.

Ich habe auch die stündliche Verteilung der Wolkenbrüche untersucht. Bei einem so veränderlichen Elemente und in so kurzer Zeit hatte es keinen Sinn, schablonenmäßig dieselben dreistündigen Intervalle wie für die Regen zu geben. Ich gebe die Stunde und Stunden, wo am meisten Wasser in Form von Wolkenbrüchen fällt; für Buitenzorg, dessen Verhältnisse am interessantesten sind, gebe ich am meisten Zahlen. Kol. *W* Prozentverteilung der Wolkenbrüche, also Summe für die betreffenden Stunden durch die Totalsumme dividiert; *W/P* Prozentanteil der Wolkenbrüche an den Regen; *P* prozentische Verteilung der Regen (nur für Buitenzorg habe ich sie gegeben).

Batavia			Pasoeroean			Pontianak		
Stunden	*W*	*W/P*	Stunden	*W*	*W/P*	Stunden	*W*	*W/P*
11—14	31	36	15—18	55	39	10—12	12	52
16—19	40	47	19—21	29	30	14—17	45	37
18—19	22	31	15—16	32	69	17—19	21	38
0—4, 5—11, 14—16, 21—23	0	—	23—14	0	—	20—22	9	27
						15—16	20	41
						2—3, 4—6, 7—10, 19—20, 22—23	0	—

[1]) 10 Monate, März bis Dezember.
[2]) Alle Wolkenbrüche in den betreffenden Grenzen gaben im ganzen.
[3]) Das Fehlen der Beobachtungen im Januar und Februar 1905 kann das Resultat nicht beeinflussen; in diesen 2 Monaten fielen nur 125 mm.
[4]) Nicht unter einer Stunde.

Digitized by Google

Amboina			Buitenzorg			
Stunden	W	W/P	Stunden	W	W/P	P
2—7 . . .	35	15	12—14	5	31	5
11—13 . .	26	25	14—15	15	47	10
18—22 . . .	25	17	15—16	18	44	13
11—12 . . .	17	33	16—17	20	39	18
7—8 . .	0	—	17—18	17	35	17
13—17 . .			18—19	15	38	13
22—2 . .			19—20	6	25	7
			21—24, 1—2, 6—7 .	5	10	14
			0—1, 2—6, 7—12 .	0	—	2.6

In Buitenzorg nehmen die Wolkenbrüche zusammen mit den Regen ab; in den 10 Nacht- und Morgenstunden, in welchen keine Wolkenbrüche beobachtet wurden, fällt zusammen siebenmal weniger Regen als in den Stunden 16 bis 17 mit den meisten Wolkenbrüchen. Das Verhältnis W/P hat eine etwas andere Periode, und zwar ist es am größten in der ersten Stunde häufigerer Wolkenbrüche (14 bis 15), und sinkt dann zur Nachtzeit auf fast ein Fünftel, mit einer kleinen Ausnahme ununterbrochen. Die Zahlen, und überhaupt die Regenverhältnisse von Buitenzorg, sind so regelmäßig, daß ein Jahr wohl genügt, die Hauptpunkte klar zu zeigen.

Wie ist die Sache zu erklären? Die Regen von Buitenzorg sind überwiegend Gewitterregen; die enorme Zahl der Gewitter ist bekannt. Die frühen Gewitter sind meistens an Ort und Stelle oder jedenfalls in der Nähe entstanden, die späteren wohl meistens zugewandert. Die Bewegung der Gewitter, so nahe am Äquator, ist wohl eine sehr langsame. Nun ist die Umgegend von Buitenzorg ein „Gewitterherd“ großer Intensität; nach Batavia kommen die Gewitter wohl meistens von außen; daher auch die späteren Wolkenbrüche. Nach den Beobachtungen von Buitenzorg ist wohl anzunehmen, daß in der Nähe des Gewitterherdes (Gewitter früh nachmittags) die Regen stärker sind als später.

In den anderen Stationen sind die Wolkenbrüche zu selten und es lohnt sich nicht, die einzelnen Stunden auf diese Verhältnisse zu untersuchen.

In Amboina sind die Verhältnisse gründlich verschieden von denen von Buitenzorg; von 13 bis 17 fehlen die Wolkenbrüche ganz und es kann der Widerspruch nicht gelten, ein Jahr wäre zu kurz zu solchen Schlüssen. Daß es in anderen Jahren auch zu den Stunden Wolkenbrüche geben wird, ist jedenfalls anzunehmen, daß sie vorwalten werden, aber kaum. Es ist wohl hier eine Gegend seltenerer Gewitter und die Wolkenbrüche kommen wahrscheinlich meistens ohne Gewitter bei Windstille oder schwachen Winden. Solchen Charakter haben die häufigen und heftigen Platzregen in einigen Gegenden niederer mittlerer Breiten, so an der Ostküste des Schwarzen Meeres. Wenige Verhältnisse des Klimas setzen die dorthin kommenden Russen so in Erstaunen; sie haben von dem Regenreichtum und dem feuchtheißen Sommer der Gegend gehört oder gelesen und erwarten Platzregen mit starkem Donner und Blitz. „Man hört weiter nichts als das Rauschen des Regens, keinen Donner, kein Wind peitscht den Regen.“ Es gibt jedenfalls einige Typen von Platzregen und sie müssen studiert werden.

Es ist erfreulich, daß wir jetzt Nachrichten über solche Erscheinungen des Regenfalles in den Tropen erhalten, welche früher ganz oder meistens unbekannt waren. Die Erscheinungen werden um so komplizierter gefunden, je mehr wir davon wissen. Viele neue Beobachtungen sind noch nötig.

Gebildete Leute, welche sich in die Tropen oder in regenreiche subtropische Länder begeben, würden wohl tun, sich mit einem Regenautographen zu versehen von so großem Modell, wie es die Geldmittel erlauben. Ein großes Modell erlaubt

Digitized by Google

es, viele Einzelheiten zu erforschen, welche bei kleineren Instrumenten verloren gehen.

Leute, welche sich nicht an die vielen Stunden regelmäßiger meteorologischer Beobachtungen binden können, sind imstande, durch Aufstellung und Bedienung von Regenautographen unserer Wissenschaft große Dienste zu erweisen.

Kleinere Mitteilungen.

Sir Richard Strachey †. Am 12. Februar starb über 90 Jahre alt der um die physische Geographie und Meteorologie hochverdiente Lieut.-Gen. Sir Richard Strachey R. E. Abgesehen von seinen außerordentlichen Verdiensten um unsere Kenntnisse von den physikalischen, botanischen, zoologischen und meteorologischen Verhältnissen des westlichen Himalaja und Tibet hat Strachey auch für die physikalische Meteorologie Hervorragendes geleistet, was, wenigstens auf dem Kontinent, erst später Würdigung und Anerkennung gefunden hat. Schon 1852 machte er sehr interessante Beobachtungen und Untersuchungen über die Abhängigkeit der Einstrahlung und Ausstrahlung von dem Wasserdampfgehalt der Atmosphäre. In den Proc. der R. Soc., März 1861, veröffentlichte er eine Abhandlung über die Abnahme des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre und widerlegte die damals wenigstens auf dem Kontinent bei hervorragenden Physikern und Meteorologen herrschende Ansicht von einer selbständigen Wasserdampfatmosphäre und der Berechnung des Druckes der „trockenen Atmosphäre", auf welche Dove manche Lehrsätze gebaut hatte[1]). Er hat dann später noch durch Beobachtungen im Himalaja die Änderung des Dampfgehaltes der Atmosphäre bis zur Höhe von 18000 engl. Fuß festgestellt. Die harmonische Analyse des täglichen und jährlichen Ganges der meteorologischen Elemente hat ihn lebhaft beschäftigt, es ist aber nur eine erste Arbeit über den Temperaturgang publiziert worden. Zur Erleichterung der Rechnung, namentlich mit den ungelenken Pentadenmitteln, hat er einfache Rechnungsmechanismen angegeben, ebenso für die „Weekly weather Report" Formeln zur Berechnung wahrer Mittel aus den Mitteln der täglichen Extreme und für die Berechnung der effektiven Temperatursummen über den Schwellenwert von 42° F, die noch im Gebrauch sind (seit 1884). Für den Report der R. Soc. über die Eruption des Krakatao lieferte er die Untersuchung über die Luftdruckstörungen und die Schallphänomene.

Strachey war von 1873 an Mitglied des Meteorological Committee der Royal Soc., seit 1883 Chairman desselben, welche Stelle er durch 22 Jahre innehatte und in welcher er durch seine Erfahrung und seine streng wissenschaftlichen Bestrebungen der Meteorologie große Dienste leistete[2]).

W. N. Shaw hat in Nature vom 27. Februar 1908 einen warmgefühlten Nekrolog auf die sympathische Persönlichkeit Stracheys veröffentlicht. J. Hann.

Ostalpenföhn und die Föhnperiode Oktober 1907. In Spital a. P. setzte schon am 2. September 1907 der Föhn bei der Terminablesung — 2P — ein, dem jedoch am 4. eine Invasion unter Westeinfluß begegnete und Neuschnee auf den Höhen bis 1300 m herab (Bosruck, N-Seite) im Gefolge hatte. Die Periode des hier so gern auftretenden herbstlichen ruhigen Föhnwetters währte alsdann bis zum 24. September, ab welchem Tage

---

[1]) Stracheys Abhandlung hat mir später Veranlassung gegeben, dieser Frage näher zu treten und einen empirischen Ausdruck für das Gesetz der Abnahme des Dampfdruckes mit der Höhe aufzustellen. Zeitschr. f. Meteorol. 1874, S. 193 und in späteren Jahrgängen.

[2]) Aus dem Catalogue of Scientific Papers will ich folgende Abhandlungen anführen, es ist nur der kleinste Teil:

On the distribution of aqueous vapour in the upper parts of the Atmosphere. Roy. Soc. Proc. **11** (182—189), 1860/62.

On the action of aqueous vapour on terrestrial radiation. Phil. Mag. **32**, 64—68 (1866).

On the alleged correspondence of the rainfall at Madras with the sun-spot period, and on the true criterion of periodicity in a series of variable quantities. R. Soc. Proc., p. 249—261 (1878).

Physical causes of Indian famines 1877. R. Institution Proc. **8**, 407—426 (1879).

Digitized by Google

die SE- und S-Winde ihr Feld behaupteten und sich in ihrem Einflusse selbst durch ein starkes Wetterleuchten im N (10p 30) am 29. d. M. bemerkbar machten.

Der Monat Oktober — seit Dezennien hierlands als gefürchteter S-Sturmerreger bekannt — setzte, nebst ruhigem, fast immer halbklarem Wetter — ganz besonders in der Periode des 13. bis 19. mit S_{1-5} ein. Der Südwind steigerte sich am 17. zu S_8, um dann, nach gemäßigterer Tendenz, am 26., um die Frühterminablesung, mit S_{5-6} erneuert aufzutreten. Die Föhnpausen hielten durchschnittlich drei bis vier Minuten an.

Nicht genug aber, daß dem S ein — zwar plötzlicher — N begegnete, wie der 30. Oktober mit Schneefall auf dem Pyhrgas, bis 2000 m herab, bezeugte, es überschritt die Föhnperiode diesmal auch die Novembergrenze und steckte sich erst den 9. November zum Endziel ihres Einflusses. Die Morgenerscheinungen: Nebelfreiheit, und die so geringen Feuchtigkeitsprozente morgens — siehe u. a. 7. November: 30 Proz. — sind doch charakteristische Zeugen des Ostalpenföhns.

Die Heftigkeit des Föhnsturmes vom 17. Oktober wird dadurch bezeugt, daß er in einem Hotel millimeterstarke Fensterscheiben eindrückte. Ebenso bestand ein eingemauertes Vorgebälke eines Neubaues die Prüfung auf Südsturm nicht.

Spital a. Pyhrn, Februar 1908. K. Wegrosta.

A. Defant[1]: Über die Beziehung zwischen Druck und Temperatur bei mit der Höhe variabeln Temperaturgradienten. Bei Untersuchungen über meteorologische Probleme, in denen es namentlich auf eine Anwendung der mechanischen Wärmetheorie auf atmosphärische Vorgänge ankommt, hat man bis jetzt fast ausschließlich als Beziehung zwischen Druck und Temperatur die Poissonsche Formel angewandt; damit beschränkte man sich von vornherein nur auf jene Fälle, in denen von einer Wärmezu- oder -abfuhr abgesehen werden konnte. Alle diese Untersuchungen lieferten uns trotz dieser Einschränkung so wichtige Ergebnisse, daß damit das Verständnis meteorologischer Vorgänge wesentlich gefördert wurde. Trotzdem wäre es wohl wünschenswert, wenn möglich, uns von diesen beschränkenden Voraussetzungen zu befreien und zu versuchen, die Anwendung der mechanischen Wärmetheorie auch auf jene Prozesse auszudehnen, in welchen die Wärmezu- oder -abfuhr nicht mehr vernachlässigt werden kann.

Die wichtigste Grundformel, die man zur weiteren Entwickelung unumgänglich besitzen muß, ist die Beziehung zwischen Druck und Temperatur. Solange man sich auf adiabatische Prozesse beschränkte, genügte die einfache Poissonsche Formel, aus der sich dann weitere Folgerungen für die Temperaturabnahme mit der Höhe ableiten ließen. Wie bekannt, ergibt sich dafür fast 1° C pro 100 m. Hätten wir eine trockene Atmosphäre, bei welcher bloß durch Konvektionsströmungen Wärme zugeführt wird, so würde die Temperaturabnahme mit der Höhe überall 1° pro 100 m betragen. Diesen thermischen Zustand der Atmosphäre nennt man deshalb den Zustand des thermisch-konvektiven Gleichgewichts. Jedes Luftteilchen befindet sich im indifferenten Gleichgewicht.

Gemäß den Bedingungen, nach denen die Poissonsche Beziehung zwischen Druck und Temperatur abgeleitet worden ist, gilt diese bloß im Falle eines konvektiven Temperaturgleichgewichtes. Beträgt die Temperaturabnahme mit der Höhe mehr oder weniger als 1° pro 100 m, so gilt die Beziehung nicht mehr; und gerade dieser Wert der Temperaturabnahme bildet eine Grenze zwischen labilem und stabilem Gleichgewichtszustande und tritt daher in der Temperatur wohl ziemlich selten auf.

Deshalb war es wohl wünschenswert, eine Beziehung zwischen Druck und Temperatur bei gegebenem vertikalen Temperaturgradienten zu besitzen. Uns kommt es hier nicht darauf an, zu untersuchen, wann und wie die angenommenen vertikalen Temperaturgradienten entstehen, sondern für uns handelt es sich bloß um die Frage: Wie kann ich bei gegebenem Luftdruck und gegebenem vertikalen Temperaturgradienten die in dieser Höhe dadurch bedingte Temperatur berechnen?

Wir wissen, daß die Temperaturverteilung bei adiabatischen Zustandsänderungen linear ist; der Temperaturgradient für adiabatische Temperaturverteilung ist daher konstant und zwar ist

$$\frac{\partial Ta}{\partial x} = -\frac{A}{c_p} = -\alpha_0.$$

[1]) Sitzungsber. der Kais. Akademie der Wiss. in Wien, Bd. 66. Oktober 1907.

Digitized by Google

Wir nehmen zuerst eine lineare vertikale Temperaturverteilung in der Atmosphäre an, bei welcher also der Temperaturgradient konstant ist, jedoch sei dieser vom adiabatischen verschieden; ist $\alpha_0 = -\frac{\partial Ta}{\partial x}$ der adiabatische und $\alpha = -\frac{\partial T}{\partial x}$ der von uns angenommene ebenfalls konstante Temperaturgradient, so definieren wir $\varphi = \frac{\alpha_0}{\alpha}$. Um die Entwickelung augenscheinlicher zu machen, denken wir uns die Luft in vertikaler Bewegung begriffen; die Luft steige auf und die Temperatur in jeder Lage sei definiert nach unserem vorgegebenen Gradienten α; in der Höhe x_1 habe die Luft die Temperatur T_1; würde die Luft adiabatisch aufgestiegen sein, so würde sie in derselben Höhe die Temperatur $T_{1,a}$ besitzen, die bestimmt ist nach der Gleichung $T = T_0 - \alpha_0 x$.

Die Temperaturabnahme mit der Höhe nach unserem angenommenen Temperaturgradienten α können wir uns nun folgendermaßen entstanden vorstellen. Wir lassen die Luft adiabatisch aufsteigen und führen ihr dann in jedem Augenblick so viel Wärme zu oder ab, als sie benötigt, um die vorgegebene Temperatur T_1 anzunehmen. Für konstante Temperaturgradienten brauchen wir die Wärmemenge erst am Schluß der adiabatischen Bewegung hinzuzufügen. Diese Wärmemenge ist leicht zu bestimmen; da alles unter konstantem Druck p_1 vor sich geht, ist sie gegeben durch

$$Q = c_p (T_1 - T_{1,a}).$$

Bei mit der Höhe veränderlichem Temperaturgradienten ist die Sache etwas komplizierter. Der Temperaturgradient sei jetzt nicht mehr konstant, sondern von der Höhe x abhängig. Der Temperaturgradient an jeder Stelle ist dann die geometrische Tangente an jenem Punkte der Kurve, welche die vertikale Temperaturverteilung graphisch darstellt; somit ist

$$\alpha = \alpha(x) = -\frac{\partial T}{\partial x}.$$

Steigt die Luft adiabatisch auf, so habe sie in der Höhe x_1 die Temperatur $T_{1,a}$; steigt sie nach der vorgegebenen Temperaturabnahme auf, so würde sie in x_1 die Temperatur T_1 erreicht haben. Wir teilen uns somit wieder unseren Prozeß in zwei Teile: eine adiabatische Abnahme und ein Hinzufügen bzw. Wegnehmen von so viel Wärme, bis die nach obigem Gesetze der Temperaturabnahme in der Höhe verlangte Temperatur angenommen wird.

Die Ausführung der Berechnung, die eine Grenzbetrachtung erforderlich macht, ergibt schließlich als Wärmesumme, die wir der adiabatisch bewegten Luft in der Höhe x_1 hinzufügen müssen, um die geforderte Temperaturabnahme mit der Höhe zu erhalten:

$$Q = c_p \int_{x_0}^{x_1} \left(\frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\partial Ta}{\partial x} \right) dx \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (1)$$

Bezeichnen wir nun, wie früher,

$$\varphi(x) = -\frac{\partial Ta}{\partial x} : -\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\alpha_0}{\alpha(x)},$$

so erhalten wir die zugeführte Wärmemenge nach einigen Umformungen auch als

$$Q = c_p \int_{T_0}^{T_1} \left[1 - \varphi(x) \right] dT.$$

Die Funktion $\varphi(x)$ kann nur positive Werte annehmen; für $\varphi(x) = 1$ ist der Temperaturgradient α gleich dem adiabatischen α_0; für alle $\varphi(x) < 1$ nimmt die angenommene Temperaturverteilung nach dem vertikalen Gradienten α viel rascher ab als nach dem adiabatischen α_0; für $\varphi(x) > 1$ ist die Temperaturabnahme dagegen weniger rasch als nach dem adiabatischen Gesetze.

Die Differentialgleichung des Problems gestaltet sich somit folgendermaßen: Aus der thermischen Gleichung

$$dQ = c_p dT - aR\frac{T}{p} dp$$

folgt für adiabatische Prozesse die Poissonsche Gleichung:

$$\frac{p_1}{p_0} = \left(\frac{T_{1,a}}{T_0} \right)^{\frac{c_p}{AR}}.$$

Digitized by Google

Damit ist die adiabatische Temperatur $T_{1,a}$ für die Höhe x_1 bestimmt. Im Falle eines mit der Höhe variabeln Gradienten müssen wir noch in jedem Augenblick eine Wärmemenge hinzufügen, die nach Gleichung (1) gegeben ist. Die Differentialgleichung, die somit für jede Höhe gleich nach Integration zwischen den gewünschten Grenzen die Temperatur nach der vorgegebenen Temperaturabnahme liefert, lautet:

$$\frac{c_p}{A\,R}\,\varphi\,(x)\,\frac{d\,T}{T} = \frac{dp}{p},$$

oder integriert zwischen den Grenzen T_0, p_0 und T_1, p_1:

$$\frac{c_p}{A\,R}\int_{T_0}^{T_1}\frac{\varphi\,(x)}{T}\,d\,T = \log\frac{p}{p_0} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2)$$

Betrachten wir bloß Fälle, in denen der Temperaturgradient in jeder Höhe konstant ist, so ist φ = konstant und die Gleichung (2) reduziert sich auf

$$\frac{p_1}{p_0} = \left(\frac{T_1}{T_0}\right)^{\varphi\frac{c_p}{A\,R}}.$$

Diese Beziehung zwischen Druck und Temperatur ist sehr ähnlich der Poissonschen Gleichung und unterscheidet sich nur im Exponenten der rechten Seite der Gleichung, indem noch eine Konstante als Faktor hinzutritt, der von Null aus als Wert alle positiven Zahlen annehmen kann.

Um ein Beispiel für einen mit der Höhe veränderlichen Temperaturgradienten zu geben, wurden jene Mittelwerte der Lufttemperatur für die Atmosphäre über der mitteldeutschen Tiefebene gewählt, die Berson und Süring in den Ergebnissen der Berliner wissenschaftlichen Luftfahrten abgeleitet haben. Diese Werte ließen sich am besten durch folgende Gleichung wiedergeben (τ Temperatur in Celsiusgraden):

$$\tau = T - 273 = 10.6 - 0.464\,x - 0.001\,63\,x^2 - 0.000\,001\,7\,x^3, \quad \ldots \quad (3)$$

wobei als Einheit der Temperatur 1° C und als Einheit der Höhe 100 m gewählt wurde.

Wenden wir nun Formel (2) an, so erhalten wir nach größeren Rechnungen als Beziehung zwischen Druck und Temperatur:

$$\frac{p_1}{p_0} = \left(\frac{T_1}{T_0}\right)^{149.49} e^{[-1.114\,(T_1 - T_0) + 0.00\,218\,(T_1^2 - T_0^2)]}.$$

Die Gleichung gibt uns somit die Beziehung zwischen Druck und Temperatur bei der durch Gleichung (3) gegebenen Temperaturabnahme mit der Höhe. Sie weicht in den numerischen Koeffizienten ziemlich stark von der Poissonschen Beziehung bei adiabatischer Temperaturabnahme ab. Einen großen Einfluß auf die Gleichung hat das als e-Potenz hinzutretende Glied. Folgende kleine Tabelle gibt einen Überblick über die Werte und den Verlauf dieser e-Potenz in dem uns interessierenden Intervall.

T_1 . . . . . =	283.6	280	270	260	255	250	240	230	226
τ_1 in Cels. . =	10.6	+ 7	− 3	− 13	− 18	− 23	− 33	− 43	− 47
e-Potenz . . =	1	0.664	0.272	0.200	0.165	0.193	0.301	0.741	1.197

Am Schluß der Abhandlung wurde noch die erste Differentialgleichung bei Annahme eines auch mit der Zeit veränderlichen Temperaturgradienten abgeleitet. Jedoch beschränkte man sich auf eine lineare Temperaturverteilung $T = T_0 - \lambda x$. Bei Betrachtung eines einzelnen Punktes der Erdoberfläche ergibt sich als Differentialgleichung:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = m\,\frac{\varrho\,c_p}{A}\,\frac{\partial\,T}{\partial t} + \varrho\,T\log T\,\frac{\partial n}{\partial t}, \text{ wobei } n = +\frac{1}{\lambda} \text{ ist.}$$

Die Änderung des Luftdruckes an einem Orte hängt somit ab: 1. von der Änderung der Temperatur der Luftsäule selbst, 2. aber auch von der Änderung des Temperaturgradienten in dieser Säule. Der Betrag, den eine Änderung des Temperaturgradienten λ bei konstanter Temperatur T an der Erdoberfläche liefert, ist gegeben durch

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \varrho\,T\log T\,\frac{\partial n}{\partial t}.$$

Digitized by Google

Unter den vorausgesetzten Bedingungen ist diese Differentialgleichung sofort integrierbar; sie gibt

$$p_1 - p_0 = \varrho\, T \log T\,(n_1 - n_0) \quad \text{oder} \quad p_1 - p_0 = \varrho\, T \log T \left(\frac{1}{\lambda_1} - \frac{1}{\lambda_0}\right).$$

Sie besagt, daß die Änderung des Luftdruckes an der Erdoberfläche bei konstanter Temperatur proportional ist der Differenz der reziproken Temperaturgradienten oder, anders ausgedrückt, proportional der Differenz der einem Grade entsprechenden Höhenstufen. Wird der Luftdruck b in Millimeter ausgedrückt und bedeutet M den Modul des Briggschen Logarithmensystems, so wird

$$b_1 = b_0 + \frac{\varrho\, T \log T}{13.596\, M}\left(\frac{1}{\lambda_1} - \frac{1}{\lambda_0}\right).$$

Diese Formel gestattet jetzt, die Änderung des Barometerstandes aus der Änderung des vertikalen Temperaturgradienten zu berechnen. So wird

für λ_0 (in Graden pro 100 m)	1.0	0.9	0.7	0.6	0.6
und λ_1 " " "	0.8	0.8	0.6	0.5	0.4
bei $T = 283$ ($t = 10°$ C) $b_1 - b_0$ (in mm)	3.80	2.12	3.64	5.02	12.61

Der Wettersturz vom 15./16. August 1906. Ein alter Bergwanderer, welcher schon seit fünf Dezennien in den Bergen herumsteigt, gestattet sich folgende Mitteilung bzw. Anfrage im Anschluß an die Bemerkungen über den Wettersturz des 15. bis 16. August in Nr. 3 der Mitteilungen des Alpenvereins (aus dieser Zeitschrift, 24. Dezember 1907).

Wir waren am 15. August 8^a auf dem Jägerkamp bei Schliersee bei sehr schönem Wetter, kehrten gegen 4^h in das Gasthaus Josefsstadt zurück und erlebten daselbst bald darauf ein geradezu beispielloses Hagelwetter. Das Niederprasseln des Hagels auf das Dach der Veranda war entsetzlich und bei dem Weitermarsch nach Beendigung des Wetters maßen wir mit Maßstab eine ganze Anzahl Hagelkörner von 2.5 cm Durchmesser. Es wurde dann erzählt, daß eine Dame bei dem Niederprasseln des Hagels auf ihren Körper ohnmächtig geworden sei. Der nächste Tag war regnerisch. Am Abend des 14. August hatten wir ein auffallend schönes und farbenreiches Abendrot beobachtet, und glauben uns zu erinnern, daß wir dies schon einmal am Vorabend plötzlicher Wetteränderung gesehen hatten. Hier schließt sich nun meine Anfrage an, welche dahin geht, ob diese Erfahrung auch von anderen gemacht wurde und ob man berechtigt ist, aus einem solchen Abendrot auf ungünstige Wetterwendung am nächsten Tage zu schließen?

Dresden, 19. Februar 1908. Hofrat Dr. med. W. Krug.

Ich erinnere mich an zwei Fälle, in denen ein ganz außerordentliches, intensives Abendrot (und Alpenglühen) großen Regenperioden unmittelbar vorausging. Dies war vor der großen Überschwemmung auf der Nordseite der Ostalpen, Ende Juli 1897, und vor der langen Regenperiode in der ersten Hälfte des September 1901 in SW-Kärnten (Tarvis). Bekanntlich gehen auch den Wirbelstürmen in den Tropen vielfach auffallende Färbungen des Abendhimmels voraus, doch gibt es auch sehr intensive Abendbeleuchtungen bei konstant schönem Wetter, namentlich im Herbst, besonders bei leichter cirröser Himmelsbedeckung, ohne Wettersturz. J. Hann.

Meteorologische Beobachtungen, angestellt in den Republiken Guatemala und Salvador 1906. Die meteorologischen Beobachtungen in Chimax bei Coban (Alta Verapaz, Guatemala) sind in gewohnter Weise fortgeführt worden; leider sind aber in diesem Jahre ziemlich viele Lücken entstanden, so daß nur noch die Temperatur- und Bewölkungsbeobachtungen neben den Regenmessungen einen erträglichen Grad von Zuverlässigkeit zeigen. Die übrigen Elemente sind daher nicht berechnet worden, ebensowenig die Extremtemperaturen, da das zerbrochene Minimumthermometer erst Mitte Februar ersetzt worden ist. Mehrmals sind die Regensummen mehrerer Tage zusammengezogen, weshalb die Einzelregensummen für Nacht, Vormittag und Nachmittag diesmal nicht mitgeteilt werden können.

Lückenlose Temperaturterminbeobachtungen liegen seit 1. Mai von Chimalhá vor; sie sind nicht mitgeteilt, weil sie noch kein volles Jahr umfassen.

Im übrigen sind mir nur Regenmessungen mitgeteilt worden.

Hagel fiel am 29. März 1906 zu Sital (wenig), am 27. Mai 1906 zu S. Cristobal V., und am 12. Juli 1906 zu El Rosario Bola de Oro. In S. Diego erfolgten Ende 1906 schwere Stürme, die vielen Schaden anrichteten.

Digitized by Google

Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen, angestellt in Chimax bei Coban, Dep^to. Alta Verapaz, Jahrgang 1906.

Meereshöhe: 1306 m. Beobachter: Helmut Schilling.

	Temperatur Termine 6^a	12	6^p	Mittel [1]	Bewölkung 6^a	12	6^p	Regenfall Summe mm	Zahl der Regentage	Max. in 24 Stund. in mm
Januar	12.3	18.1	15.2	15.2	8.8	7.7	8.4	151.2	12	19.5
Februar	13.2	19.9	16.3	16.5	9.1	5.9	8.2	76.8	10	18.5
März	14.4	22.3	18.0	18.2	8.2	6.2	6.6	216.0	10	79.4
April	15.0	23.2	20.2	19.5	7.8	4.9	6.1	63.1	10	23.9
Mai	16.5	24.9	20.9	20.8	7.0	4.5	6.9	133.2	16	23.0
Juni	16.2	23.5	19.3	19.7	9.2	5.2	9.5	296.4	18	43.3
Juli	16.7	23.4	19.7	19.9	8.3	4.8	7.3	144.4	13*	36.3
August	16.4	22.7	19.5	19.5	8.8	5.8	8.8	178.6	14*	45.0*
September	16.1	23.7	19.9	19.9	8.5	4.7	5.5	175.7	12*	28.3*
Oktober	16.5	22.3	18.7	19.2	10.0	5.7	9.0	363.2	16	107.0
November	14.6	21.0	17.8	17.8	8.3	5.2	8.1	190.8	14*	29.6*
Dezember	11.9	18.8	16.0	15.6	9.0	7.1	7.3	212.3	17	66.3
Jahr	15.0	22.0	18.5	18.5	8.6	5.6	7.6	2201.7	162*	107.0 am 12. Okt.

* Diese Zahlen wegen Zusammenziehung der Regensummen einiger Tage nicht ganz sicher.

Regenmessungen in der Alta Verapaz.

	Setal.				Samac.							
Meereshöhe:	740 m.				1300 m.							
Beobachter:	H. Schleehauf				G. Helmrich							
Jahrgang:	1906				1905				1906			
	Gesamtmenge in mm	Zahl der Regentage	Regenmenge und Zahl der Tage mit über 40 mm		Gesamtmenge in mm	Zahl der Regentage	Menge und Zahl der Tage mit über 40 mm		Gesamtmenge in mm	Zahl der Regentage	Menge und Zahl der Regentage mit über 40 mm	
Januar	510	19	239	3	495.9	19	359.7	4	437.8	19	237.0	4
Februar	245	13	44	1	340.2	17	207.0	2	207.3	19	55.0	1
März	741	16	543	5	117.5	9	42.0	1	>564.6 [2]	14	>432.5*	5
April	128	9	65	1	346.5	15	286.5	4	142.4	11	62.0	1
Mai	197	16	42	1	286.1	19	85.0	2	310.3	16	174.0	3
Juni	370	23	75	1	531.3	28	183.2	3	482.8	25	268.0	5
Juli	339	23	101	2	320.5	24	216.0	4	259.8	24	—	—
August	430	28	58	1	300.9	24	98.0	1	349.3	26	106.0	2
September	345	20	165	3	386.2	18	220.5	4	226.3	20	101.8	2
Oktober	587	24	287	3	358.0	29	85.5	2	>749.3*	25	>408.4*	4
November	457	20	159	3	315.3	17	153.3	3	322.8	21	149.5	3
Dezember	337	18	105	2	679.1	20	505.5	5	279.1	17	63.6	1
Jahr	4686	229	1883	26	4477.5	239	2442.2	35	>4331.8*	237	>2057.8*	31

	Chimalhá											
Station:												
Meereshöhe:	1275 m											
Beobachter:	Ludwig Sapper											
Jahrgang:	Mai 1902 bis April 1903				Mai 1903 bis April 1904				1906 vom 1. Mai ab			
	Regenmenge in mm			Zahl d. Regentage	Regenmenge in mm			Zahl d. Regentage	Regenmenge in mm			Zahl d. Regentage
	Nacht	Tag	Summe		Nacht	Tag	Summe		Nacht	Tag	Summe	
Januar	47.8	40.5	88.3	12	179.0	52.7	231.7	15	?	?	?	?
Februar	40.8	19.5	60.3	11	122.5	27.1	149.6	18	?	?	?	?
März	52.0	17.7	69.7	11	82.0	70.0	152.0	16	?	?	?	?
April	81.7	43.5	125.2	11	246.5	139.2	385.7	18	?	?	?	?
Mai	159.8	174.6	334.4	22	136.8	69.0	205.8	15	164.6	115.6	280.2	19
Juni	564.7	109.9	674.6	28	260.4	184.5	449.9	21	252.1	212.9	465.0	26
Juli	378.4	112.9	491.3	27	438.0	27.2	465.2	27	283.4	108.7	392.1	25
August	262.8	73.9	336.7	24	464.5	133.7	598.2	26	245.6	105.6	351.2	28
September	195.0	43.0	238.0	24	338.5	152.0	490.5	30	215.8	67.0	283.4	21
Oktober	? [3]	? [3]	517.5	>14 [3]	165.9	144.3	310.2	26	206.7	100.4	307.1	23
November	132.1	70.9	203.0	19	63.9	117.7	181.6	24	109.0	142.8	251.8	19
Dezember	72,6	46.3	118.9	22	29.5	5.2	34.7	20	125.8	65.0	190.8	21
Jahr	?	?	3257.9	>225 [3]	2527.5	1122.6	3650.1	256	(1603.0)	(918.6)	(2521.6)	(182)

[1] Mittel = $^1/_3(6^h + 12^h + 6^h)$.
[2] Am 20. März und 11. Oktober war das 140 mm fassende Auffanggefäß je einmal überlaufen.
[3] Während einer längeren Lücke die Summen zusammengezogen.

Digitized by Google

Regenmessungen in der Alta Verapaz.

Station:	Pancús		Esperanza		Coyocté			S. Cristobal V.
Meereshöhe:	880 m		930 m		1180 m			1380 m
Beobachter:	A. Rösch		Emil Sterkel		Julius Sterkel			Hans Tafel
Jahrgang:	1906		1905	1906	1904	1905	1906	1906
	Summe mm	Zahl d. Regentage	mm	mm	mm	mm	mm	mm
Januar	46.5	12	67·0	122.0	160	80	46	28.3
Februar	61.5	15	103.0	119.5	98	122	61	17.8
März	143.0	11	208.0	203.0	62	210	487	72.5
April	87.0	15	100.5	109.0	302	118	34	13.9
Mai	314.0	17	309.0	191.5	345	350	323	81.7
Juni	467.5	26	507.0	509.5	840	540	434	495.1
Juli	330.0	27	459.5	357.5	702	682	436	194.6
August	302.0	24	287.5	354.5	602	703	421	184.4
September	285.0	18	522.5	356.5	410	793	323	152.5
Oktober	160.5	23	236.0	197.0	172	415	206	219.4
November	133.0	19	181.0	229.0	193	227	120	89.4
Dezember	108.5	15	24.5	91.0	82	69	127	95.4
Jahr	2438.5	222	3005.0	2840.0	3968	4309	3018	1645.0

Station:	Xicacao		Seritquiché	Chijolom	Actilá
Meereshöhe:	1000 m		970 m	1170 m	1000 m?
Beobachter:	M. Leipprand		G. Westendorff	G. Westendorff	G. Westendorff
Jahrgang:	1906		1906 (vom 1. Mai ab)	1906 (v. 1. Juni ab)	1906 (v. 15. Mai ab)
	mm	Zahl d. Regentage	mm	mm	mm
Januar	131.4	17	?	?	?
Februar	125.3	17	?	?	?
März	310.2	16	?	?	?
April	174.7	13	?	?	?
Mai	347.9	17	180.9	?	(100.5)
Juni	462.4	24	371.4	426.5	418.5
Juli	391.8	28	467.6	343.5	422.0
August	417.1	29	491.9	396.5	300.0
September	378.1	23	301.9	292.5	324.0
Oktober	392.1	23	446.0	434.0	281.0
November	360.0	19	211.6	383.8	231.0
Dezember	176.5	18	153.6	330.0	82.5
Jahr	3667.7	244	(2624.9)	(2606.8)	(2159.5)

Regenmessungen in Südguatemala und Baja Verapaz (Rep. Guatemala).

Station:	San Diego		Salmá				La Rochela					
Meereshöhe:	550 m		930 m (15° 6′ NBr., 90° 18′ WL.)				900 m					
Beobachter:	G. Egelhaaf		A. Kuhn				B. Mertius					
Jahrgang:	1906		1906				1904		1905		1906	
			Menge in mm									
	Menge mm	Zahl d. Regentage	bei Tag	bei Nacht	Summe	Zahl d. Regentage	Menge mm	Zahl d. Regentage	Menge mm	Zahl d. Regentage	Menge mm	Zahl d. Regentage
Januar	45	3	?	?	?	?	20	3	43	3	81	4
Februar	62	3	?	?	?	?	91	7	0	0	71	5
März	210	7	?	?	?	?	299	17	255	11	202	9
April	126	6	?	?	?	?	619	21	185	14	152	9
Mai	510	14	54.2	52.9	107.1	13	947	30	619	25	440	16
Juni	600	23	89.2	248.6	337.8	19	615	29	789	26	488	18
Juli	739	23	27.6	119.4	147.0	19	429	22	293	14	583	19
August	580	18	30.8	45.5	76.3	13	565	26	364	15	552	21
September	618	20	5.5	103.3	108.8	8	480	25	490	15	648	22
Oktober	814	21	31.1	58.0	89.1	15	408	23	447	20	790	22
November	392	10	15.8	32.2	48.0	10	152	11	230	12	198	8
Dezember	—	—	0.0	5.0	5.0	1	118	5	53	5	23	3
Jahr	4696	148	(254.2)	(764.9)	(919.1)	(98)	4743	219	3768	160	4228	156
			vom 1. Mai an									

Digitized by Google

Regenmessungen. Südguatemala.

Station:	San Andres Osma					
Meereshöhe:	Etwa 1000 m					
Beobachter:	B. Mertius					
Jahrgang:	1904		1905		1906	
	Menge mm	Zahl d. Regentage	Menge mm	Zahl d. Regentage	Menge mm	Zahl d. Regentage
Januar	0	0	45	3	37	4
Februar	27	7	0	0	34	6
März	271	17	323	15	117	8
April	404	20	186	11	196	12
Mai	899	30	671	25	519	18
Juni	611	27	1040	23	448	26
Juli	433	24	245	20	455	24
August	446	24	472	21	608	25
September	447	24	597	26	908	27
Oktober	479	22	483	19	838	24
November	106	8	175	13	290	13
Dezember	57	3	37	5	10	5
Jahr	4180	206	4273	181	4458	192

Regenmessungen. Südguatemala.

Station:	El Rosario Bola de Oro nahe Esmeralda Costa Cuca		Las Mercedes Costa Cuca	S. Francisco Miramar Costa Cuca Dep. Quezaltenango		Morelia jurisdiccion S. Pedro Typocapa Dep. Chimaltenango		El Baúl bei S. Lucia Cozumalhurpa Dep. Escuintla	
Meereshöhe:	1000 m?		1000 m	740 m		980 m		460 mm	
Beobachter:	A. Keller		A. C. Steffen						
Jahrgang:	1906 (seit 18. Febr.)		1906	1906		1906		1906	
	mm	Regentage	mm	mm	Regentage	mm	Regentage	mm	Regentage
Januar	?	?	15.2	15.2	1	88.9	3	16	2
Februar	(28.5)	(4)	91.4	40.6	3	104.7	5	10	4
März	41.2	3	217.8	33.0	3	219.0	9	78	5
April	146.0	8	96.5	119.4	7	85.7	6	83	4
Mai	400.0	18	538.5	530.9	16	504.7	16	671	20
Juni	622.3	26	635.0	655.3	17	609.6	23	554	18
Juli	514.3	27	368.3	505.5	18	523 8	25	331	20
August	>396.8[1]	>18[1]	754.4	726.4	22	660.4	22	742	27
September	854.0	28	617.2	871.2	25	809.5	23	798	18
Oktober	746.1	28	612.1	807.7	22	577.8	19	582	14
November	196.9	13	180.3	198.1	9	242.8	14	74	3
Dezember	47.5	4	7.6	20.3	3	133.3	6	—	—
Jahr	>(3993.6) seit 18. Februar	>(177)	3934.3[2]	4523.6	146[3]	4560.2	171	3939	135

Regenmessungen in der Republik Salvador 1906.

Station:	La Laguna		St. Lucia		Mirasol	
Meereshöhe:	760 m		1370 m		700 m	
Beobachter:	F. Deininger		F. Deininger		F. Deininger	
Jahrgang:	1906		1906		1906	
	mm	Regentage	mm	Regentage	mm	Regentage
Januar	—	—	1.0	1	—	—
Februar	5.0	1	—	—	—	—
März	56.5	2	21.0	1	38.0	5
April	12.0	1	98.0	5	78.5	7
Mai	114.5	9	110.5	9	136.0	10
Juni	174.0	17	267.0	17	249.5	14
Juli	296.5	23	395.5	24	368.0	19
August	311.5	20	305.5	16	273.5	17
September	228.0	12	391.0	17	259.5	13
Oktober	831.0	13	657.0	14	577.5	8
November	92.0	4	124.5	5	125.5	7
Dezember	—	—	12.0	1	—	—
Jahr	2121	102	2383	110	2106	100

[1]) Lücke vom 7. bis 16. August.
[2]) Max. 160 mm am 25. August.
[3]) 1905: 4178.3 mm in 148 Tagen.

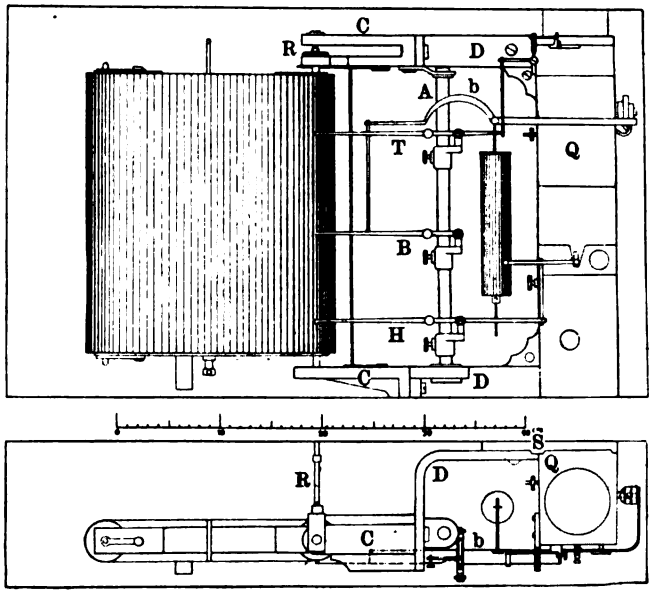
Tübingen, den 4. Januar 1907.

Karl Sapper.

Digitized by Google

Über den Assmannschen Aspirationsmeteorographen. Im Jahre 1903 erwarb ich für das Meteorologische Observatorium der Universität Kasan einen jener Assmannschen Meteorographen [1]), welche seinerzeit für die Berliner Uraniasäulen hergestellt worden waren und später zu herabgesetztem Preise angeboten wurden. Dieser an und für sich vorzügliche, mit einem Aspirator versehene Apparat besitzt eine besondere Bewegungsart der Schreibfedern, die ich, nach jahrelangen Versuchen, der gewöhnlich bei Registrierapparaten verwendeten Hebelübertragung als entschieden nachstehend bezeichnen muß. Wenigstens hier in Kasan, bei dem furchtbaren Staube im Sommer und dem strengen Frost im Winter, geht sehr schnell die leichte Beweglichkeit der die Federn tragenden Schlitten und die Biegsamkeit der Stahlkettchen verloren, so daß die registrierten Kurven ein mehr oder minder stufenförmiges Aussehen erhalten. Um den Apparat wieder in Ordnung zu bringen, müssen die Schlitten und Ketten abgenommen, sorgfältig mit Petroleum abgerieben, gereinigt und wieder genau justiert werden. Abgesehen von der dadurch verursachten unerwünschten Unterbrechung im Funktionieren des Apparates ist ein derartiges öfteres Auseinandernehmen desselben nichts weniger als angenehm.

Fig. 1.



Ich entschloß mich deshalb, bei meinem Apparate die Schlittenübertragung durch gewöhnliche Hebelübertragung zu ersetzen. Dadurch ist der erwähnte Übelstand vollständig beseitigt worden, der Apparat funktioniert nun beinahe ein Jahr lang ohne nennenswerte Störung. Da vielleicht schon manche Besitzer solcher Meteorographen diese Schlittenübertragung bei dem, wie gesagt, sonst vorzüglichen Apparate, wie ich zu beklagen hatten, möchte ich an der Hand der beigefügten Zeichnung [2]) eine kurze Beschreibung der vorgenommenen Abänderung geben.

Da der für das Papier bestimmte Rahmen wegen der notwendigen Länge der Schreibhebel von dem die empfindlichen Teile enthaltenden quadratischen Rohre Q entfernt werden mußte, wurden die beiden Achsenlagerstücke C, welche eine rechtwinkelige Fortsetzung der hinteren Grundstücke S bildeten, von denselben abgeschnitten und mittels der Winkelstücke D mit denselben verbunden. Die drei für die Schreibhebel T, B, H bestimmten Achsenlager sind an Muffen angebracht, welche in passender Höhe an der Säule A festgeklemmt werden können. Die verschiedenen Hebelübertragungen sind so berechnet, daß die frühere Empfindlichkeit erhalten blieb. Da durch die Verschiebung des Papierrahmens für die denselben treibende Uhr kein Platz mehr im Kasten übrig blieb, wurde ein Kästchen von passender Größe für dieselbe an der Rückwand des Meteorographenkastens angeschraubt

[1]) R. Assmann, Das Wetter 18, 241, 1901.
[2]) Vgl. auch die Beschreibung des Meteorographen, Assmann, l. c.

Digitized by Google

(in der Zeichnung weggelassen) und die das Uhrwerk mit der Rahmenachse verbindende Stange R entsprechend abgekürzt. Die Details der Konstruktion sowie die Maße sind aus der Zeichnung ersichtlich. Selbstverständlich wurden für den so abgeänderten Apparat andere Registrierblätter mit passenden Kreisbogenordinaten hergestellt.

Ich wiederhole zum Schluß, daß, seit der Aufstellung des so abgeänderten Meteorographen, derselbe ohne irgendwelche nennenswerte Störung arbeitet, wobei die Kurven statt des früheren stufenförmigen Ganges jetzt ganz kontinuierliche Krümmungen aufweisen.

Kasan. W. v. Uljanin.

Provisorische Sonnenflecken-Relativzahlen für das I. Quartal 1908.

	Jan.	Febr.	März		Jan.	Febr.	März
1	—	29	7	17	43	—	38
2	—	25	7	18	41	—	46
3	—	25	14	19	15	—	49
4	—	44	21	20	23	—	—
5	—	26	—	21	—	—	55
6	65	28	22	22	—	—	41
7	—	35	—	23	48	—	22
8	32?	40	31	24	—	26	17
9	—	—	22	25	30	19	—
10	—	46	37	26	32	44	—
11	52	47	—	27	—	43	8
12	—	61	43	28	7	—	22
13	—	61	42	29	7	16	17
14	44	52	—	30	14	—	—
15	40	31	38	31	31	—	—
16	36	29	52	Mittel:	32.9	36.4	29.6

Zürich, 31. März 1908. A. Wolfer.

Nebel und Stürme am Baikalsee. Die Zeitschrift für Gewässerkunde, VII. Bd., Heft 4, enthält S. 242/246 einen Artikel von S. Stowjeton in Petersburg über die Nebel und Stürme auf dem größten Süßwasserbecken des asiatischen Kontinents. Da der Baikalsee einen großen Einfluß nimmt auf die meteorologischen Verhältnisse seiner Umgebung, so ist dieser Beitrag zur Kenntnis derselben sehr willkommen und wir bringen im nachfolgenden einen kurzen Auszug aus diesem Artikel. Die demselben beigegebene Kartenskizze zeigt die Lage der elf Stationen an seinen Ufern und von zwei Stationen in deren Nähe. Wir haben Mittelwerte gebildet aus den Zahlen, die den jährlichen Gang der genannten Elemente darstellen, da die Namen der Stationen ohne die Kartenskizze doch keine Bedeutung haben würden.

Die Station Olchon liegt auf einer langgestreckten Insel auf der Westseite des Sees unter 53° nördl. Br. Sie hat die meisten Stürme: Winter 46 Proz., Frühling 43, Sommer 26, Herbst 59 Proz. der Beobachtungen. Die meisten Nebel hat eine Station am Südufer des Sees.

1. Nebel. Die Nebel treten auf dem Baikalsee ganz vorwiegend im Sommer auf, wenn die Lufttemperatur hoch ist, während die Temperatur des Oberflächenwassers sich wegen der großen Tiefe des Sees noch eine längere Zeit hindurch sehr niedrig erhält, wobei sie, wie die Beobachtungen des Obersten Drischenko gezeigt haben, in dem mittleren Teile des Sees unter 4° bleibt. Die von den Ufern abfließende warme Luft, wird sich also über der Seefläche mengen mit feuchter Luft, die durch die Berührung mit dem kalten Wasser selbst eine relativ niedrige Temperatur besitzt.

In der Tabelle des Originals ist die mittlere Anzahl der Nebeltage in Promille für die einzelnen Monate angegeben, hier im Mittel von sechs Stationen, im nördlichen und mittleren Teile des Sees, und drei Stationen im südlichen Teile mit abweichender Jahresperiode.

Nebeltage Promille.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
6 Orte .	8	8	9	11	29	73	147	73	48	10	0*	1
3 Orte .	50	40	22	10*	75	46	76	94	57	30	166	165

Digitized by Google

Die Zusammenstellung läßt erkennen, daß das Maximum der Nebelhäufigkeit am Baikal meist auf den Sommer und zwar vorzugsweise auf den Monat Juli fällt. Die Nebel des Sommers sind dicht und dauern zuweilen mehrere Tage lang an. Dagegen sind die in den anderen Jahreszeiten auftretenden Nebel durchaus leicht, vergehen auch rasch und bilden somit kein Hindernis für die Schiffahrt.

Eine Abweichung in bezug auf das Eintreten des Häufigkeitsmaximums der Nebel zeigen die Stationen, welche an der Südwestecke des Sees, nördlich von der unteren Angara liegen. Bei ihnen fällt jenes Maximum in die kalte Jahreszeit, November oder Dezember, und steht wahrscheinlich in Beziehung zu dem späten Zufrieren des Flusses. Die meisten und dichtesten Nebel treten an der Station Listwenitschnoje auf, die dem Ausfluß der Angara aus dem See am nächsten liegt.

Am Südende des Sees scheinen, nach den Beobachtungen zu Kultuk zu urteilen, die Nebel sehr selten und vor allem seltener zu sein als überall sonst am See.

2. Stürme. In der Tabelle sind für dieselben Stationen wie vorhin die Anzahl der stürmischen Tage, in Prozenten, zusammengestellt.

Es zeigt sich, daß die größte Sturmzahl am Ausgang aus dem sog. „Kleinen Meer" nach dem See bei der Enge an der Insel Olchon erreicht wird. In den Herbst- und Wintermonaten sind dort mehr als 50 Proz. aller Tage stürmisch, und die Zahl der Sturmtage geht bis Oktober überhaupt nicht unter 20 Proz., im Juni, herab. (Olchon: Winter 46, Frühjahr 43, Sommer 26, Herbst 59 Proz. Sturmtage.)

Es ist überhaupt die Westseite des Sees, welche die meisten Stürme aufweist, denn an zweiter Stelle in bezug auf Sturmhäufigkeit steht die Gruppe der Stationen, die unmittelbar nördlich der unteren Angara liegen: Listwenitschnoje, Golonstnoje und Petschanaja Buchta.

Dort sind Herbst, Winter und Frühjahr die am meisten durch Stürme ausgezeichneten Jahreszeiten.

Am Ostufer ist die Anzahl stürmischer Tage allgemein geringer. Die größte Sturmhäufigkeit weist dort Mysowaja — gegenüber der letztgenannten Gruppe von Stationen — auf und zwar im Winter. Weiter nördlich am Ostufer, beim Turkinsky Majak und auf der Insel Uschkanij, zeigt sich der Sommer am sturmreichsten. Das Südende, bei Kultuk, hat im Frühling und zu Anfang des Sommers, das Nordende bei Duschkatschan im Frühling und Herbst die größte Sturmhäufigkeit.

Mittlere Zahl der Sturmtage (Proz. d. Monatstage):

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
7	6	9	8.5	10	7	5	7	7	7.5	9	8.5

Die Station Olchon ist in dieses Mittel nicht einbezogen. In Olchon hat der Herbst die meisten Sturmtage, November und Dezember je 58 Proz. der Tage.

Übersieht man die Zahlen im allgemeinen, so tritt uns der Baikalsee als ein in der Tat überaus sturmreicher entgegen, der namentlich auch das Schwarze und das Asowsche Meer in dieser Beziehung übertrifft. Denn im ersteren ist die größte monatliche Sturmhäufigkeit nur 10.9 Proz. und auf dem Asowschen Meere nur 14.8 Proz.

Es mögen noch einige kurze Angaben über den Charakter der einzelnen Winde, soweit es durch die Richtung bedingt erscheint, gemacht werden.

Als besonders heftig wird der NW-Wind bezeichnet, der den Namen „Gorniy" oder „Gora" führt. Er erreicht das Maximum seiner Stärke in den Herbstmonaten, wo er über die ganze Breite des Sees hinüberweht. Das ist dann die Zeit, wo durch die so bedingten mächtigen Wogen der Schiffahrt große Schwierigkeiten entstehen.

In den Sommermonaten, Mai bis August, vermindert sich die Stärke dieses Windes, und reicht dann auch nur bis zur Mitte des Sees. Um dieselbe Zeit macht sich dann an der gegenüberliegenden Küste zuweilen ein SW-Wind geltend, der allgemein als Kultuk bezeichnet wird, am Ostufer in heftigen Stößen, in der Mitte des Sees aber meist schwächer auftritt, aber stets mit starkem Barometerfall verbunden ist.

In der Mitte des Sees, da wo die große Insel Olchon liegt, weht namentlich von der Mitte des August bis November vom Festlande her ein NW-Wind, der gewöhnlich als Saramoi bezeichnet wird, nach dem Sarmatal, welches in der Richtung liegt, aus welcher der Wind kommt. Diese Sarmawinde haben große Ähnlichkeit mit der Bora von Noworos-

Digitized by Google

sijsk und treten gelegentlich wie jene in so heftigen Stößen auf, daß die Schiffe sich nur mit großer Schwierigkeit vor Anker erhalten.

In zweiter Reihe, nach der Windstärke, steht unter den Baikalwinden der aus N wehende, der gewöhnlich im Herbst, von Ende September an, weht und dann einen bedeutenden Wellengang, namentlich in der Nähe des Südostufers, gegen Mysowaja hin, hervorruft. Im Sommer ist der N-Wind selten und erreicht bei seinem Auftreten keine große Stärke.

Nicht selten kommt es vor, daß auf dem See gleichzeitig zwei Winde aus entgegengesetzter Richtung auftreten. So kommt es vor, daß auf der nördlichen (oberen) Hälfte des Sees der Werchowik herrscht, während die untere (südliche) Hälfte Kultuk hat. Dann ist der Punkt auf dem Baikal, wo beide Winde sich treffen, gekennzeichnet durch die sog. „Tolkatschi" oder „Tolkuni", kegelförmige, hohe Wellen.

Meteorologische Beobachtungen zu Buitenzorg im Jahre 1906. Wir entnehmen wie in früheren Jahren der Publikation Dep. d'Agriculture aux Indes-Neerlandaises (Folio) Institut botaniques de l'État de Buitenzorg einen Auszug der beobachteten Ergebnisse.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Buitenzorg im Jahre 1906.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
						Temperatur.							
6a	22.7	22.5	22.6	22.6	22.5	21.8	21.6	21.9	22.5	22.1	22.2	22.1	22.3
9a	25.5	26.1	26.1	26.5	26.1	25.9	25.3	25.7	26.1	26.4	26.0	25.5	25.9
Mittag	28.4	29.3	28.9	29.7	29.0	29.0	28.7	28.8	29.0	28.9	28.6	28.0	28.9
3p	27.4	28.3	28.3	28.8	28.7	29.6	29.8	28.8	28 1	27.4	27.3	26.1	28.2
5p	26.3	26.2	26.5	27.0	27.2	28.1	28.8	26.9	26.5	25.5	25.6	24.9	26.6
						Mittleres							
Maximum	29.7	30.3	29.7	30.6	30.0	30.5	30.4	30.2	30.0	29.9	29.7	28.9	30.0
Minimum	22.4	22.1	22.3	22.4	22.3	21.5	21.3	21.5	22.1	21.9	21.7	21.7	21.9
Mittel	26.0	26.2	26.0	26.5	26.1	26.0	25.8	25.8	26.0	25.9	25.7	25.3	25.9
						Absolutes							
Maximum	32.4	32.6	32.1	32.8	32.1	32.4	32.0	32.2	31.2	31.4	32.2	32.0	32.8
Minimum	21.6	20.8	21.4	21.4	21.2	19.4	19.6	20.2	21.0	20.9	20.6	19.6	19.4
						Niederschlag.							
12—3a	55.8	26.4	89.5	14.4	1.5	2.7	4.6	1.5	11.7	0.0	5.5	10.9	225
3—6	94.4	21.0	11.1	0.4	2.0	0.1	1.6	2.7	10.6	1.9	1.1	13.1	160
6—9	51.0	10.5	2.1	0.0	3.0	0.0	2.6	0.1	0.3	0.0	0.1	16 7	86
9—12	33.5	3.3	1.8	2.1	4.2	0.0	0.6	0.1	0.6	8.0	18.0	6.2	78
12—3p	136.9	77.1	27.0	88.4	64.7	32.6	11.3	51.5	69.2	147.7	127.1	97.5	931
3—6	151.7	239.2	238.2	238.0	115.6	34.7	87.0	88.0	100.2	93.3	182.0	109.4	1677
6—9	25.0	87.5	85.6	107.8	82.2	12.8	211.7	112.3	108.1	97.4	19.1	20.9	970
9—12	24.8	11.2	52.9	10.9	7.9	3.9	134.9	26.2	34.1	7.3	21.6	16.6	352
Summe	573	476	508	462	281	87	454	282	335	356	374	291	4479
Maximum pro Tag	120	76	166	63	71	35	78	64	51	40	121	38	166
Tage	23	22	26	25	23	10	19	22	26	25	20	30	271
						Relative Feuchtigkeit.							
6a	90	89	90	89	90	88	88	88	88	89	87	90	89
9	78	75	75	73	76	73	73	73	73	72	73	76	74
Mittag	67	65	66	62	64	59	61	61	63	65	64	68	64
3p	72	71	71	68	69	58	56	64	68	72	70	79	68
5	77	80	79	77	76	65	63	73	76	80	79	83	76
						Sonnenschein.							
Mittlere Dauer[1])	3.75	5.32	4.57	5.98	5.28	6.47	6.87	5.73	5.17	4.88	4.60	3.32	5.16
Sonnenlose Tage	3	1	1	0	1	0	1	0	0	1	1	1	10

Das Barometermaximum November 1907 in Rußland. Im Januar 1907 war bekanntlich der höchste Luftdruck im Westen Rußlands, im Osten war er relativ und auch absolut weniger hoch. Anders im November, wo viele Tage hindurch, namentlich 20. bis 24., der höchste bis jetzt in diesem Monate bekannte Luftdruck im Nordosten Rußlands beob-

[1]) Stunden pro Tag: Also im Jahre rund 1884 Stunden, d. i. 43 Proz. der möglichen Dauer.

Digitized by Google

achtet wurde. Ich gebe unten die höchste, in dem Bulletin der Phys. Obs. stehende Isobare und den Luftdruck an einigen Orten (700 +).

20. 7^h Abd. > 790 westlicher Teil des Gouv. Wologda, 89.8 Totma[1]), 89.7 Wjätka.

20. 9^h Abd. > 790 größer als am Morgen, 91.2 Wjätka.

21. Mttg. Gebiet > 790 etwas nach Osten gerückt, 91.8 Wjätka.

21. Abd. Nahe dieselbe Lage, 91.9 Ustsyssolsk[2]), 91.7 Wjätka.

22. Mttg. > 790 von Nordwestsibirien nach den Gouv. Wjätka, 91.5 Totma, 91.7 Wjätka, 86.7 Petrosawodsk, 85.3 Petersburg, 89.0 Moskau.

22. Abd. Der hohe Luftdruck geht von Nordwestsibirien aus weiter nach Westen, 91.7 Totma, 91.6 Wjätka, 89.1 Moskau, 86.4 Petersburg.

23. Mttg. Nahezu dieselbe Lage, 91.5 Totma, 91.8 Wjätka, 87.5 Moskau.

23. Geschlossene Isobare 790 im europäischen Rußland, erstreckt sich etwas weiter nach Süden, 92.3 Wjätka, 91.0 Kasan.

24. Ungefähr dieselbe Lage, 90.2 Wjätka, 90.6 Kasan.

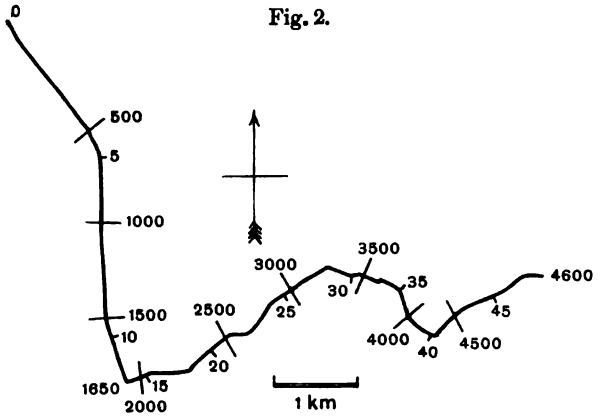
Ich gebe nun die (bis 1885) im November beobachteten Maxima nach dem Werke von Tillo[3]).

	Zahl der Jahre	Maximum
Petersburg	50	85.7 mm
Moskau	48	88.0 „
Katerinenburg	50	89.3 „
Barnaul	50	91.7 „
Irkutsk	21	92.5 „
Hüttenwerk Nertschinsk	50	91.6 „

Also nur an den drei sibrischen Stationen wurde in der betreffenden langen Periode ein Luftdruck nahezu derselben Höhe wie in diesem Jahre im Gouv. Wjätka und Wologda beobachtet. In Petersburg und Moskau war das Maximum im November 1907 höher, als in den 50 bzw. 48 Jahren je beobachtet. A. Woeikow.

Pilotballonaufstiege in Agypten. Die Erforschung der Atmosphäre in Ägypten ist durch das Helwan-Observatorium aufgenommen worden. Im August wurden als Anfang etwa 15 Pilotballonaufstiege gemacht, die zeigten, daß der N- bis NW-Wind, der im August regelmäßig weht, etwa 1000—2000 m dick ist; darüber liegt eine Schicht von W- bis WSW-

Fig. 2.



Winden, deren Dicke sehr wechselt, während über 4000 m Winde der verschiedensten Richtungen gefunden wurden. Die nebenstehende Figur gibt einen typischen Aufstieg (vom 27. August 1907) wieder, der die beiden unteren Schichten gut erkennen läßt. Während der internationalen Termine im September wurden 5 Pilotballons aufgelassen, auch Drachenaufstiege werden beabsichtigt.

[1]) Mittlerer Teil des Gouv. Wologda.
[2]) Nordöstlich des Gouv. Wologda.
[3]) Pression atmosphérique de l'empire de Russie. St. Petersburg 1890.

Digitized by Google

Literaturbericht.

Schreiber, Paul: Formeln und Tabellen aus dem Gebiete der Thermodynamik, für die meteorologische Praxis vorgerichtet. Dresden 1907. 4°. 36 S., 9 Taf. (Vorarbeit zum Jahrbuche 1903 der Kgl. Sächs. Landes-Wetterwarte zu Dresden.)

Prof. Schreiber hat bereits in einer früheren Abhandlung: „Die Grundgleichungen für Zustand und Zustandsänderung in der Atmosphäre" (Abhandl. des Kgl. Sächs. Meteorol. Instit., Heft 1, auch im Zivilingenieur, XXXIX. Band, 8. Heft) eine interessante Sonderdarstellung der Thermodynamik der Atmosphäre gegeben, unter besonderer Berücksichtigung der Bedürfnisse der praktischen Meteorologie. Die vorliegende Abhandlung stellt eine willkommene Ergänzung jener früheren Arbeit dar durch prägnante Aufstellung und Zusammenfassung der Grundformeln, hauptsächlich aber durch Beigabe zahlreicher umfänglicher Tabellen und ausgiebige Verwendung graphischer Methoden. Namentlich nach dieser letzteren Richtung hin bietet die Arbeit viel Neues, und es ist zu erwarten, daß sie manche Anregung geben wird, meteorologische Vorgänge an der Hand der thermodynamischen Formeln zu verfolgen und zu erläutern. Die von Prof. Schreiber der Arbeit beigegebenen neun autographierten Tafeln zeigen, welcher vielseitigen und ersprießlichen Anwendung die graphischen Methoden bei der rechnerischen Behandlung der meteorologischen Vorgänge, namentlich da, wo es sich um volle Berücksichtigung der Kondensationsprozesse handelt, fähig sind. Was letztere anlangt, so gewährt es besonderes Interesse, überall in den von Prof. Schreiber konstruierten Tafeln scharf den Einfluß der im Wassergehalt der Atmosphäre aufgespeicherten gewaltigen Energiemengen hervortreten zu sehen.

Neu ist auch die rechnerische Verwendung des Entropiebegriffes zur Feststellung derjenigen Wärmemengen, welche erforderlich sind, um Luft bestimmten Wassergehaltes bei Zustandsänderung auf beliebig gegebenem Wege einer Temperaturerhöhung zu unterwerfen, oder allgemeiner, um beliebig gegebene Zustandsänderungen herbeizuführen. Zu diesem Zwecke gibt Prof. Schreiber Tabellen und Tafeln der Wärmegewichte $\mathfrak{P}$ (Entropie in Meterkilogramm) als Funktion von b (Druck in mm Hg) und T (absolute Temperatur) für trockene Luft und drei verschiedene Wassergehalte. Die während einer bestimmten Zustandsänderung auf dem Wege 1. 2 zugeführte Wärmemenge in Meterkilogramm ergibt sich dann also zu

$$L = \int_1^2 T d\mathfrak{P},$$

wobei man das Integral durch Zerlegung in Streifen oder auch graphisch durch Flächenberechnung auswerten kann. Diese Art der Berechnung der zuzuführenden Wärmemengen ist, wie leicht ersichtlich, von einzelnen Spezialfällen (z. B. Zustandsänderungen bei konstantem Volumen) abgesehen, weit einfacher als die Berechnung nach der gewöhnlichen Formel

$$L = U_2 - U_1 + \int_1^2 p\,dv,$$

wobei U die innere Arbeit (Energie) und p den Druck in Kilogramm pro Quadratmeter bedeutet. Prof. Schreiber hat in einem Beispiele die Rechnung nach beiden Formeln durchgeführt und dabei gezeigt, daß die Ergebnisse in sehr engen Grenzen übereinstimmen. Im übrigen leisten natürlich die Tabellen und Tafeln der Wärmegewichte die besten Dienste bei Untersuchung adiabatischer Zustandsänderungen oder solcher, bei denen adiabatische Zustandsänderung näherungsweise vorausgesetzt werden darf, wie an dem weiter unten folgenden Beispiele gezeigt werden soll.

Den Wassergehalt der Luft bestimmt Prof. Schreiber durch die Größe G_0, d. i. das Gewicht des in 1 kg wasserhaltiger Luft enthaltenen Wassers in Kilogramm. G_0 entspricht daher derjenigen Größe, die man jetzt nach dem Vorgange v. Bezolds allgemein als spezifische Feuchtigkeit y bezeichnet, und zwar ist

$$G_0 = \frac{y}{1000}.$$

Digitized by Google

An Stelle von G_0 benutzt aber Prof. Schreiber in seinen sämtlichen Formeln noch eine Größe e_0, den sog. Druckquotienten, d. i. der Quotient aus Dunstspannung im Trockenzustande und zugehörigem Gesamtluftdruck. Dieser Quotient bleibt bekanntlich bei allen Zustandsänderungen im Trockenzustande konstant. Luft im Grundzustande $e_0 = 0.01$ ist daher solche, die, falls sie sich unter 760 mm Druck und nicht im Feuchtzustande befindet, am Psychrometer eine Dunstspannung von 7.6 mm zeigt. Es liegt auf der Hand, daß eine derartige Kennzeichnung des Wassergehaltes für die meteorologische Praxis recht zweckmäßig ist, weil ja für eine gegebene Luftmasse an der Erdoberfläche Dunstspannung und Luftdruck direkt als gegeben vorliegen. Es ist selbstverständlich leicht, für denjenigen, dem die Einführung der spezifischen Feuchtigkeit y und des Mischungsverhältnisses x näher liegt, den Zusammenhang dieser Größen mit e_0 anzuschreiben, und zwar ist

$$y = \frac{622\, e_0}{1 - 0.378\, e_0} \qquad e_0 = \frac{y}{622 + 0.378\, y}$$

$$x = \frac{622\, e_0}{1 - e_0} \qquad e_0 = \frac{x}{x + 622}.$$

Außer e_0 führt Prof. Schreiber noch einen weiteren Druckquotienten e für das Feuchtstadium ein. Dieser hält sich aber, wie leicht ersichtlich, nicht konstant, sondern er nimmt mit wachsender Wasserausscheidung ab. Was letztere anlangt, so führt Professor Schreiber noch den sog. Feuchtigkeitsgrad ξ ein, d. i. das Gewicht der Kondensationsprodukte in Bruchteilen des gesamten Wassergehaltes. Dabei besteht die einfache Beziehung

$$\xi = \frac{e_0 - e}{e_0 (1 - e)}.$$

Hierbei kann hervorgehoben werden, daß die Größe G_0 bei allen Zustandsänderungen als konstant bleibend angenommen wird. Es wird also vorausgesetzt, daß alles ausgeschiedene Wasser stets in der Luft suspendiert bleibt.

Außer den bereits erwähnten Tabellen für das Wärmegewicht $\mathfrak{P}$ enthält die Abhandlung die Tabellen für die innere Arbeit U und das spezifische Volumen v für vier verschiedene Grundzustände $e_0 = 0$, 0.05, 0.10 und 0.20 mit zwei Eingängen für Druck und Temperatur. Mit diesen Tabellen für U, v und $\mathfrak{P}$ als Funktion von Druck und Temperatur können sämtliche hierhergehörigen Aufgaben in übersichtlicher Weise gelöst werden, wie Prof. Schreiber an zahlreichen Beispielen zeigt. Interessant ist insbesondere die Behandlung folgender Aufgabe der Zustandsänderung eines Kilogramms Luft im Grundzustande $e_0 = 0.1$ (d. h. die Dunstspannung ist bei dem Anfangsdrucke von 800 mm gleich 80 mm). Der Weg der Zustandsänderung ist gegeben durch folgende zusammengehörige Werte von b und T:

b =	800	700	600	500	400	300	200	100 mm
T =	320	310	300	290	290	290	280	270°

Die Zusammenstellung der aus den Tabellen zu entnehmenden Werte der zuzuführenden Wärmemengen zeigt auf den ersten Blick, wie bei der Expansion bis $b = 500$ mm Wärme zu entziehen, von da ab aber Wärme zuzuführen ist. Gleichzeitig ergibt sich, wie die Wasserausscheidung bis $b = 500$ mm rapid zunimmt auf $\xi = 72$ Proz.; von da ab findet wieder Verdampfung statt, welche etwa bei $b = 300$ mm aufhört, von wo ab wieder eine langsame Kondensation einsetzt. Mit Hilfe der Tabellen läßt sich die Wärmezuführung und die Kondensation bzw. Verdampfung Schritt für Schritt zahlenmäßig verfolgen.

Bei beliebig gegebenen Wassergehalten würden nach Befinden noch besondere Tabellen für Zwischenwerte von e_0 zu berechnen sein. Prof. Schreiber zeigt aber, wie man sich in solchen Fällen durch Zuhilfenahme der von ihm entworfenen bildlichen Tafeln, also durch graphische Methoden, helfen kann. Diese Tafeln beruhen auf der bekannten Methode der Isoplethendarstellung, indem z. B. die Werte von U für einen konstanten runden Wert des Druckes als Funktion der Temperatur aufgetragen und die so erhaltenen Punkte durch eine Kurve bzw. einen Kurvenzug (mit Knickungen oder Absätzen in den Sättigungspunkten usw.) verbunden sind. Diese Kurven nennt Prof. Schreiber Isobaren der inneren Arbeit für einen bestimmten Grundzustand e_0. In gleicher Weise sind die Isobarentafeln des spez. Volumens und des Wärmegewichts entworfen. Daß man aus den Schreiberschen Tabellen sich noch zahlreiche andere graphische Tafeln ableiten könnte, soll hier nur bei-

Digitized by Google

läufig bemerkt werden (z. B. Isothermen des spez. Volumens oder Isodynamen des Druckes usw., Isopyknen, Adiabaten).

Als besonders wertvoll muß die Tabelle 2, S. 31 der Abhandlung (Koordinaten der Grenzkurven überschrieben) bezeichnet werden. Wenn dort z. B. für $e_0 = 0.05$ die zusammengehörigen Koordinaten

b	=	500	600	700 mm
T	=	299.0	302.1	304.8° usw.

angegeben sind, so bedeutet dies, daß z. B. feuchte Luft, die bei 700 mm Druck 35 mm Dunstspannung zeigt, sich im Trockenzustande befindet, solange die Temperatur höher ist als 304.8° (absol.). Die Sättigungstemperatur dieser Luft beträgt also 31.8° C. Hätte nun diese Luft beispielsweise bei 700 mm Anfangsdruck eine Anfangstemperatur von 340°, so ist es leicht, bei adiabatischer Expansion Schritt für Schritt die Temperaturabnahme, sowie die Wasserausscheidung zu verfolgen. Man würde aus Tabelle 5b den Parameter der zugehörigen Isentrope (Adiabate) $\mathfrak{P} = 410.6$ entnehmen. Dann ergibt sich, falls keine Übersättigung, auch keine Überkaltung eintritt, zu

b	=	600	500	400	300	200	195	190	100 mm
T	=	325.3	308.8	294.2	285.5	273.6	273	273	253.5°
			trocken	feucht			Wasser	Eis.	

Hierzu ergeben sich dann mit dem Rechenschieber die

e =	0.0500	0.0500	0.0467	0.0359	0.0239	0.0234	0.0240	0.0099

und mit der oben erwähnten Formel für ξ die ausgeschiedenen Wassermengen. Von den 31.7 g Wassergehalt, die in der als Beispiel herangezogenen Luftart pro Kilogramm feuchter Luft enthalten sind, finden sich also bei den verschiedenen Drucken in kondensiertem Zustande vor:

0	0	7	29	54	55	53	81 Proz.
					Hagel		

Man sieht deutlich, wie im Hagelstadium wieder 2 Proz. oder 0.6 g vorübergehend verdunsten. Selbstverständlich ist es ebenso leicht, nun auch im Hagel- und im Eisstadium anzugeben, wieviel Wasser sich als Eis usw. vorfindet. Prof. Schreiber hat hierzu noch den Begriff des Hagelgrades eingeführt. Alle diese Verhältnisse in den verschiedenen Stadien ergeben sich durch Anwendung der Wärmegewichts- bzw. der übrigen Tabellen ganz von selbst, ohne daß es einer besonderen Aufmerksamkeit bedürfte. Ebenso leicht ist es nun auch, die spez. Volumina direkt aus Tabelle 3b zu entnehmen. Als sehr wertvoll möchte es Referent ferner bezeichnen, daß die sämtlichen Tabellen im Trockenstadium nicht nur bis an die Sättigungstemperatur und im Regenstadium nicht nur bis an den Gefrierpunkt gerechnet sind, sondern stets beträchtliche Intervalle tiefer herunter. Man kann also auf diese Weise auch die Vorgänge bei Übersättigung und Überkaltung verfolgen.

Aus dem letzten Beispiele möge entnommen werden, daß die Schreiberschen Tafeln und Tabellen gestatten, in denkbar einfachster Weise Zustandsänderungen feuchter Luft zu berechnen. Die Vorzüge dieses Verfahrens werden vor allen Dingen demjenigen deutlich vor Augen treten, der sich der älteren Tabellen und Tafeln vergleichsweise bedient hat.

Was die den Formeln zugrunde liegenden Konstanten (spezifische Wärmen, Dampfwärmen usw.) anlangt, so hat sich Prof. Schreiber vorzugsweise der Zeunerschen Angaben bedient. Es haben sich aber beim Entwerfen der Tafeln Mißstimmigkeiten gezeigt, die sofort auf Widersprüche in den Konstanten schließen lassen. In interessanter Weise tritt dies z. B. in den Isobarentafeln der inneren Arbeit hervor, wo im Schneestadium ein Zusammenlaufen (Überschneiden) der Isobaren eintritt, was ja an sich aus naheliegenden Gründen gegen alle Grundlagen der Thermodynamik verstößt. Prof. Schreiber ist dieser auffälligen Erscheinung nachgegangen und weist nach, daß der Widerspruch in dem Koeffizienten 0.791 der Formel für die innere Wärme

$$\varrho = 575 - 0.791\, t,$$

wie sie von Zeuner (Regnault) angegeben wurde, liegt. Durch eine einfache Anwendung des Energieprinzips wird gezeigt, daß der besagte Koeffizient ν (neuerdings von Mollier, Neue Tabellen und Diagramme für Wasserdampf, Berlin 1906, zu 0.647 angegeben) der Gleichung

$$\nu = 1 - c_v'',$$

Digitized by Google

wo c_v'' die spez. Wärme des Wassergases bei konstantem Volumen bedeutet, genügen müßte, wenn der erwähnte Widerspruch, der sich im Überschneiden der Isobaren kundgibt, vermieden werden soll. Mit $c_v'' = 0.37$ ergibt sich dann $\nu = 0.63$, also eine gute Übereinstimmung mit dem Mollierschen Werte $\nu = 0.647$.

Referent möchte sich gestatten, hierzu zu bemerken, daß die obige Beziehung für ν bereits bekannt ist (vgl. Riecke, Lehrbuch der Physik, 2. Bd., S. 608, Leipzig 1902). Analog würde auch in der Formel für die gesamte Verdampfungswärme, die Prof. Schreiber nach Zeuner zu

$$r = 607 - 0.708\,t$$

angenommen hat, der Temperaturkoeffizient

$$\mu = 1 - c_p''$$

anzunehmen sein (c_p spez. Wärme des Wassergases bei konstantem Drucke $= 0.48$). Dies gibt $\mu = 0.52$ und stimmt wiederum mit Mollier, der $\mu = 0.54$ nimmt, gut überein. Die Anwendung des Energieprinzips würde auch die Absolutglieder in ϱ und r bzw. deren Differenz abweichend von den Zeunerschen Werten 575 und 607 ergeben. Mollier hat 565 und 595. Bei einer Neuberechnung der Tabelle würden also am besten

$$\varrho = 565 - 0.63\,t$$

$$r = 595 - 0.52\,t$$

zu nehmen sein, wenn man alle Mißstimmigkeiten vermeiden will. Es braucht wohl nicht hervorgehoben zu werden, daß der praktische Wert der Schreiberschen Tabellen infolge des Umstandes, daß die Zeunerschen Angaben und nicht die neueren Mollierschen bzw. die zuletzt angegebenen Werte benutzt worden sind, in keiner Weise beeinträchtigt wird, denn die Abweichungen in den Konstanten werden selbstverständlich überhaupt erst bei sehr extremen Temperaturwerten in die Erscheinung treten.

Besondere Erwähnung verdient noch der letzte Abschnitt der vorliegenden Abhandlung, Mischung von Luftmassen betreffend. Das Problem ist hier auf streng thermodynamischer Grundlage behandelt unter der Voraussetzung, daß bei der Mischung, bei der also zunächst beide Komponenten expandieren, keinerlei Arbeit auf Kosten der inneren Arbeit verbraucht wird, daß also die innere Arbeit der Komponenten sich im Gemisch unverändert wieder vorfindet. Hierbei wird das Gesamtvolumen als unveränderlich angenommen. Mit Hilfe der Tabellen und Tafeln kann die Rechnung im allgemeinsten Falle, also z. B. auch, wenn die Komponenten vor der Mischung verschiedene Drucke aufweisen, durchgeführt werden, wobei sich die durch die Mischung etwa eintretenden Veränderungen des Aggregatzustandes des Wassers nach Größe und Richtung ohne Schwierigkeit zahlenmäßig feststellen lassen. Das Problem ist, soviel dem Referenten bekannt ist, in so allgemeiner Weise noch nicht behandelt worden.

Besonderes Interesse für den Meteorologen gewinnt aber der von Prof. Schreiber speziell behandelte Fall, daß die Komponenten vor der Mischung gleiche Luftdrucke aufweisen, ein Fall, den bekanntlich schon früher Wettstein, Hann und zuletzt v. Bezold in Nr. VII seiner gesammelten Abhandlungen aus den Gebieten der Meteorologie usw., Braunschweig 1906, zum Gegenstande eingehender Untersuchungen gemacht haben. Da die Schreibersche Behandlung dieses Spezialfalles von derselben Grundlage ausgeht wie die Bezoldsche Untersuchung, nämlich vom Energieprinzip, so wird sie auch bei praktischer Anwendung zu nahezu denselben Zahlenergebnissen führen wie die Bezoldsche, obwohl sie äußerlich in durchaus eigenartigem Gewande auftritt, weil das Problem hier als Spezialisierung des allgemeinsten Falles gelöst wird. Die geringen Abweichungen der Schreiberschen Methode — sie werden nie mehr als einige Zehntelgrade in der Mischungstemperatur und entsprechend in der Menge der Kondensationsprodukte betragen — rühren im wesentlichen daher, daß die strenge thermodynamische Behandlung während der Mischung in diesem Falle eine geringe Volumenvergrößerung ergibt, wodurch eine Abkühlung des Gemisches um 0.1 bis 0.2° C bedingt ist. Dieser Unterschied ist aber angesichts der sonstigen Verhältnisse so gering, daß die Bezoldsche Methode für die praktische Behandlung den Vorzug verdient, da sie nach Ansicht des Referenten an Eleganz und Bequemlichkeit der Handhabung unübertroffen ist.

A. Schreiber.

Digitized by Google

Keeling, B. F. E.: Magnetic observations in Egypt 1895—1905, with a summary of previous magnetic work in northern Africa. Cairo 1907. 8°. 65 S., 4 Tafeln. (Survey Department Paper, Nr. 6).

Die Arbeit stellt eine kritische Sammlung, Sichtung und Verarbeitung aller erdmagnetischen Messungen dar, die für das Gebiet aufzufinden waren. Die Originalwerte sind zum Teil fehlerhaft beobachtet und berechnet und insoweit neu abgeleitet worden.

Die ältesten Beobachtungen stammen aus der napoleonischen Expedition nach Ägypten 1798. Insgesamt sind Messungen aus folgenden Gebieten verwertet: Ägypten, Tripolis, Algerien, Rotes Meer, Sudan, Abessinien, Italienisch-Somaliland, Deutsch-Ostafrika, Kongo, Französisch-Kongo, Kamerun, Angola und anderen Punkten der Westküste. Die Werte dehnen sich demnach über ein bedeutend größeres Gebiet aus, als der Titel vermuten läßt. Sie beziehen sich auf rund 360 Beobachtungsorte.

Um sie zusammenzufassen, muß zunächst die säkulare Variation ermittelt werden. Dies geschieht auf Grund der in einigen Orten zu verschiedenen Zeiten angestellten erdmagnetischen Messungen. Bei der Deklination ist es nicht schwer, zu brauchbaren Werten zu gelangen, da sehr viele solcher mehrfachen Beobachtungen vorliegen. Für Inklination kommen nur in Ägypten selbst gewonnene Werte in Betracht. Die Horizontalintensität gibt Resultate, die nicht sehr befriedigend ausfallen. Da die so erhaltenen Werte der Säkularvariation ein gewisses allgemeineres Interesse beanspruchen können, sei hier im Auszug bemerkt, daß diese Größe für die westliche Deklination für Ägypten von 1819 bis 1874 6.5′, von 1874 bis 1885 4.0′, von 1885 bis 1895 4.0′, von 1895 bis 1906 6.5′ erreichte und insgesamt für Ägypten 6.3′, für Tripolis 6.0′, für den Sudan 5.0′, den Kongo 7.0′, Deutsch-Ostafrika 10.2′ und die Loandaküste 6.0′ beträgt.

Mit Hilfe dieser Werte sind 3 Tafeln gezeichnet, je eine die Isogonen, die Isoklinen und die Isodynamen der Horizontalintensität für die Epoche 1906 darstellend. Die so erhaltenen Verläufe entsprechen der Gestalt und dem Werte nach recht gut den Karten der Deutschen Seewarte.

Das bisher Besprochene füllt an Raum den Hauptteil der Veröffentlichung aus; von gleicher Bedeutung erscheint jedoch der Inhalt der wenigen Seiten 7 bis 15. Hier wird über den augenblicklichen Stand der erdmagnetischen Arbeiten in Ägypten berichtet. Danach ist Ende 1906 in Helwan ein erdmagnetisches Observatorium errichtet worden, in dem mit dem 1. April 1907 regelmäßige Registrierungen begonnen haben. Als registrierende Magnetometer arbeitet ein Satz vom Watsontypus. Die absoluten Messungen werden mit einem Theodolit von Elliot und einem Nadelinklinatorium von Dover ausgeführt. Auf Einzelheiten heute schon einzugehen, ist wohl noch zu früh, und darf hier füglich abgewartet werden, was die erste vollständige Veröffentlichung der regelmäßigen Beobachtungen mitteilen wird. Es sei nur zum Schluß das Ergebnis der absoluten Messungen kurz mitgeteilt:

1899.5:	$D = 3°\,50.6'\ W$;	$J = 40°\,32.0'$;	$H = 0.30\,145\ \Gamma$
1900.3:	44.6	31.5	0.30 178
1901.7:	34.8	30.1	0.30 209
1902.5:	29.7	30.5	0.30 223
1903.5:	21.5	31.2	0.30 205
1904.5:	17.5	34.3	0.30 161
1905.5:	12.9	36.3	0.30 159

Nippoldt.

Bibliographie.

Meteorologisk **Aarbog** for 1905. Udgivet af det danske meteorologiske Institut. Anden Del. Kjøbenhavn 1908. Fol. 2 Bl., 98 S. — Enthält die Beobachtungen von den Faerørn, Island, Grönland und St. Croix.

Annales du Bureau Central Météorologique de France, publiées par A. Angot. Année 1903. I. Mémoires Paris 1907. 4°. XVII, 232 S., 1 Bl., 7 Tafeln. — Enthält Abhandlungen von Th. Moureaux: Observations magnétiques

Digitized by Google

faites à l'Observatoire du Val-Joyeux, pendant l'année 1903; Ch. Goutereau: Le service des avertissements en prévision du temps et le contrôle des prévisions; Alfred Angot: Les orages en France pendant l'année 1903; A. Angot: Études sur le climat de la France. Température. Troisième Partie: Température moyenne.

—: Année 1904. II. Observations. Paris 1907. 4°. 2 Bl., 272, 80, 92 S.

Bauer, L. A.: Department of Terrestrial Magnetism of the Carnegie Institution of Washington. Annual Report of the Director 1907. Washington, D. C. 1908. 8°. S.-A. Year Book No. 6, S. 154—166, 2 Tafeln.

—: Hunting the magnetic pole. 8°. S.-A. Van Norden Magazine, Vol. II, 1907. S. 55—67.

—: Preliminary note on an „international magnetic standard". 8°. S.-A. Terrestrial Magnetism and Atmosph. Electr., XII, Dec. 1907. S. 161—164.

—: The relation between „potential temperature" and „entropy". 8°. S.-A. Physical Review, XXVI, Febr. 1908, S. 177—183.

XXV. **Bericht** der meteorologischen Commission des naturforschenden Vereins in Brünn. Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1905. Brünn 1907. 8°. 2 Bl., 158 S., 5 Karten.

Bericht über die Versammlung des Internationalen Meteorologischen Komitees, Paris 1907. Berlin, Behrend & Co. 1908. 8°. 75 S. Preis 3 ℳ. (Veröffentlichungen des Königl. Preuß. Meteorologischen Instituts. Herausgegeben durch dessen Direktor G. Hellmann. Nr. 191).

Berliner Zweigverein der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft. Jahresbericht über das vierundzwanzigste Vereinsjahr 1907. Berlin 1908. 8°. 39 S. — Der Anhang enthält eine Abhandlung von C. Kassner: Die Lufttemperatur bei Schnee- und Graupelfall in und um Berlin.

Chwolson, O. D.: Lehrbuch der Physik. Vierter Band, erste Hälfte. Die Lehre von der Elektrizität. Übersetzt von H. Pflaum. Braunschweig, Fr. Vieweg & Sohn 1908. 8°. XII, 915 S. Preis 16 ℳ. — Enthält u. a.: Teil I, Kapitel 5, Elektrizität der Atmosphäre (der Erde), S. 318—392.

Ekholm, Nils: Über das Psychrometer I. Uppsala und Stockholm 1908. 8°. 36 S. S.-A. Arkiv för Matematik, Astron. och Fysik, Band 4, Nr. 15.

Eredia, Filippo: L'umidità relativa dell' aria sulla Riviera Ligure. Roma 1907. 8°. 6 S. S.-A. Rivista Agraria 1907, Dic., 3ª decade.

Ergebnisse der Beobachtungen an den Stationen II. und III. Ordnung im Jahre 1902 von V. Kremser. Berlin 1907. 4°. XVI, 281 S., 1 Karte. Preis 16 ℳ. (Veröffentlichungen des Kgl. Preuß. Meteorologischen Instituts. Herausg. durch dessen Direktor G. Hellmann. Nr. 190).

Ergebnisse der phaenologischen Beobachtungen aus Mähren und Schlesien im Jahre 1905. Brünn 1907. 8°. 16 S.

Faris, R. L.: Results of magnetic observations made by the Coast and Geodetic Survey between July 1, 1906, and June 30, 1907. Washington 1908. 4°. S. 157—230. (Department of Commerce and Labor. Coast and Geodetic Survey, Appendix No. 5. — Report for 1907).

Fessler, Alois: Das Klima von Innsbruck. Innsbruck, Selbstverlag des Verfassers 1907. 8°. 96 S. S.-A. Berichte des naturwiss.-medizin. Vereines in Innsbruck. XXXI. Jahrg. 1906/07. Preis 1.50 ℳ.

Freybe, Otto: Klima- und Witterungskunde. Hannover, M. Jänecke 1908. 8°. IV, 1 Bl., 71 S. (Bibliothek der gesamt. Landwirtschaft. Herausg. von Karl Steinbrück. 10. Band). Preis 80 Pf.

Hooreman, F.: Ascension de ballons-sondes faite le 12 décembre 1907, à l'occasion de la visite du Service Météorologique par S. A. R. Monseigneur le Prince Albert de Belgique. 8°. 3 S. S.-A. Ciel et Terre, 28e année, 1907.

—: Lancers internationaux de ballons-sondes. Ascension du 3 janvier 1908. (Service météorologique de Belgique.) 8°. 3 S. S.-A. Ciel et Terre, 28e année, 1908.

—: Lancers internationaux de ballons-sondes. Ascension du 6 février 1908 (observatoire royal de Belgique, Service météorologique). 8°. 5 S. S.-A. Ciel et Terre, t. XXIX, 1908.

Jahrbücher der Königl. Ung. Reichsanstalt f. Meteorologie u. Erdmagnetismus. XXXIV. Bd., Jahrg. 1904. IV. Theil. Ergebnisse der Niederschlags-Beobachtungen i. J. 1904. Budapest 1907. 4°. XLII, 193 S., 1 Karte. — Enthält u. a. Hejas, A.: Die Vertheilung des Niederschlags in Ungarn im Jahre 1904 mit besonderer Berücksichtigung der Trockenheit im Sommer. S. VII—XXII.

Deutsches meteorologisches **Jahrbuch** für 1906. Beobachtungssystem der Deutschen Seewarte. Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen an 10 Stationen II. Ordnung und an 56 Sturmwarnungsstellen, sowie stündliche Aufzeichnungen an 4 Normal-Beobachtungs-Stationen. Jahrg. XXIX. Hamburg 1907. 4°. VI, 200 S.

XXV. **Jahresbericht** des Vereins für Wetterkunde zu Coburg 1907. Coburg. 8°. 18 S. 2 Taf.

Kircher, E.: Messungen der Elektrizitätszerstreuung in Saalfeld im Jahre 1907 und Ergebnisse der Untersuchungen über Radioaktivität der Bodenarten in der Umgebung des Beobachtungsortes. Saalfeld 1908. 4°. 60 S. (Wiss. Beilage zum Jahresbericht des Herzogl. Realgymnasiums zu Saalfeld).

Knörzer, A.: Temperaturanomalien in Mitteleuropa, hervorgerufen durch südöstliche und südwestliche Maxima. Eine klimatologische Studie. Gotha 1908. 4°. 4 S., 1 Karte. S.-A. Petermanns Geogr. Mitteilungen. 1908.

Observations météorologiques faites aux fortifications de Saint-Maurice pendant l'année 1906. Résumé par R. Gautier et H. Duaine. Genève 1907. 8°. 56 S. S.-A. Archives des Sc. de la Biblioth. Univers. 1906/07.

Polis, P.: Der Wetterdienst und die Meteorologie in den Vereinigten Staaten von Amerika und in Canada. Studienreise, unternommen im Auftrage des Kgl. Preuß. Ministers für Landwirtschaft, Domänen und Forsten. Berlin, Paul Parey 1908. 8°. 43 S., 6 Tafeln. (Berichte über Landwirtschaft. Herausgegeben im Reichsamte des Innern. Heft 7).

Résumé météorologique de l'année 1906 pour Genève et le Grand Saint-Bernard par R. Gautier. Genève 1907. 8°. 52, 112 S. S.-A. Archives des Sc. de la Biblioth. Univers. 1907.

Tägliche synoptische Wetterkarten für den Nordatlantischen Ozean und die anliegenden Teile der Kontinente. Herausg. von dem Dänischen Meteorologischen Institut und der Deutschen Seewarte. XX. Jahrg. (Dezember 1900 bis Februar 1901). Copenhague et Hambourg, Deutsche Seewarte 1907. Fol. 8 Bl., 377 Karten. Titel u. Text in deutscher und französischer Sprache. Preis 45 ℳ.

Vallery, J.: Traité élémentaire de la compensation des compas. Paris, Augustin Challamel 1907. 8°. 75 S., 2 Karten. (Bibliothèque des capitaines de commerce et des candidats aux examens de la marine marchande). Preis 2 frcs.

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Naturwissenschaften

Chemie • Physik

Verlangen Sie Prospekte über wissenschaftl. Werke dieser Gebiete sowie **Verlagskatalog kostenlos**

von

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Zuletzt erschien:

Post's chem. tech. Analyse

I. Band vollständig. Preis: geh. ℳ 23.50, geb. ℳ 25.—.

Prospekt kostenlos.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Zum Abonnement empfehlen wir die im VI. Jahrgang 1908 erscheinenden

Berichte der Deutschen Physikalischen Gesellschaft,

enthaltend:

Verhandlungen der Deutschen Physikalischen Gesellschaft im Auftrage der Gesellschaft herausgegeben von **Karl Scheel**

und

Halbmonatliches Literaturverzeichnis der „Fortschritte der Physik“, dargestellt von der Deutschen Physikalischen Gesellschaft, redigiert von **Karl Scheel** *für reine Physik* und **Richard Assmann** *für kosmische Physik.*

Gr. 8. Jährlich 24 Hefte. — Preis pro Jahrgang 8 Mark.

Die Zeitschrift beschränkt sich in dem die „*Verhandlungen der Deutschen Physikalischen Gesellschaft*“ umfassenden Teile nicht nur auf die Veröffentlichung der Sitzungsberichte der Gesellschaft, sondern enthält auch alle derselben außerhalb der Sitzungen zugehenden wichtigen Abhandlungen, sowie Berichte und Mitteilungen aus Naturforscherversammlungen und ähnlichen Tagungen usw. In dem damit verbundenen „*Halbmonatlichen Literaturverzeichnis der Fortschritte der Physik*“ gelangt die von dem Vorstand der Deutschen Physikalischen Gesellschaft nach erfolgter Zustimmung einer größeren Zahl von Gelehrten beschlossene Neueinteilung zur Durchführung, welche dem heutigen Stande der physikalischen Wissenschaft besser angepaßt ist.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Anzeigen für das Maiheft (Nr. 5) werden bis Mitte Mai erbeten.

Digitized by Google

R. Fuess

vorm. J. G. Greiner jun. & Geissler.

Steglitz.

☛ Dieser Nummer ist ein Prospekt beigelegt betr. **„Lumen“, G. m. b. H., Fabrik und Vertrieb photographischer Neuheiten, Dresden-A.**

Digitized by Google

JUN 17 1908
CAMBRIDGE, MASS.

1908 Heft 5 Mai

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. R. SÜRING
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXV, zugleich Bd. XLIII der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit vier Textfiguren.

INHALT.

Seite
H. Mohn: Neue Studien über das Hypsometer 193
F. J. B. Cordeiro: Die Vorherbestimmung der Bahnen der Orkane. Mit 4 Textfiguren 201
V. Kremser: Der Einfluß der Großstädte auf die Luftfeuchtigkeit 206

Kleinere Mitteilungen:

Seite
J. H.: Sir John Eliot † 215
J. Hann: Das Problem der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer 215
J. Hann: Der jährliche Wärmeumsatz im Comosee 219
J. Hann: Die tägliche Variation der Windstärke auf den Berggipfeln in Südindien in ihrer Beziehung zu der täglichen Luftschwankung 220
J. v. Ficker: Einfluß der Mitteltemperatur einer Luftsäule auf den Luftdruck an der Basis der Säule 222
W. van Bemmelen: Beobachtungen über Richtung und Geschwindigkeit des Cirruszuges in Batavia 226
R. Clusella S. J.: Zum Klima von Tortosa (Spanien) 228
St. Murat über Einfluß des Waldes auf die Windgeschwindigkeit 229
Resultate meteorologischer Beobachtungen in Syrien am Libanon über Beirut 1901 bis 1904 229
Heinz v. Ficker: Über Keile hohen Druckes an der Alpenkette 230
M. Trabert: Über Keile hohen Druckes an der Alpenkette . . . 232
A. Scheller: Magnetisches Gewitter 234
K. Kähler: Flächenhelligkeit des Himmels und Beleuchtungsstärke in Räumen 234
Winddruck 234
Dr. E. Linke: Fern- und Naherdbeben auf Samoa 1905 und 1906 235
Dr. A. Gockl: Zur Beobachtung der Entstehung von Ci-Wolken 235

Literaturbericht:

Heidke: Deutsche überseeische meteorologische Beobachtungen 236
Nippoldt: Bidlingmaier, Friedrich, Der Doppelkompaß, seine Theorie und Praxis 238

Bibliographie 240

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis ℳ 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1908

Digitized by Google

Original Lambrecht's Polymeter

in Taschenuhrform, D. R. G. M. Nr. 277158

(speziell für die Reise)

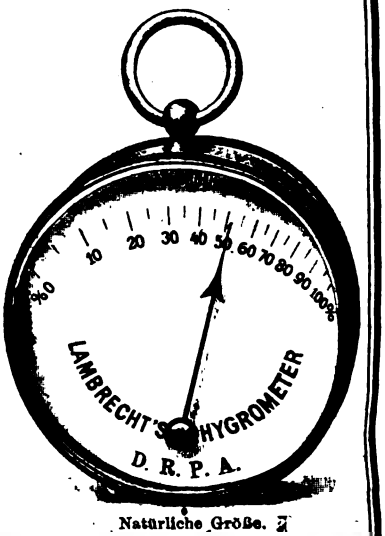
mit Index- und Gangkorrektion ist das **erste justierbare Präzisions-Haarhygrometer** in dieser Größe. Die Konstruktion ist so eingerichtet, daß sie ein **zuverlässiges** Funktionieren des Instrumentes **in allen Lagen** gestattet. — **Ausführung in Messing-Gehäuse** mit **Silber-Email-Skala**, wie Abbildung, mit **Kompaß** und **2 Thermometern** (einem über und einem unter Null) im Etui.

Original Lambrecht's Hygrometer

in Taschenuhrform, D. R. G. M. Nr. 277158

dient lediglich zur Bestimmung der relativen Luftfeuchtigkeit.

Die vorstehenden beiden Instrumente eignen sich besonders zur Kontrolle von Hygrometern in Schulzimmern, Krankenhäusern, Spinnereien, Webereien usw.



Natürliche Größe.

Eine ausführliche Gebrauchs-Anweisung wird jedem Instrument beigegeben.

Natürliche Größe.

Original-Kleider-Hygrometer

nach Dr. Casimir Wurster

zur Untersuchung des künstlichen Klimas des Körpers und der Bekleidung.

Aufgestellt im Hygienischen Museum in Berlin und im Gebrauch bei vielen hervorragenden Ärzten und Naturforschern, u. a. auch im Hygienischen Institut in Berlin unter Direktion des Herrn Geh. Ober-Medizinalrat Professor Dr. Koch und bei Herrn Professor Dr. Erwin von Esmarch.

Man verlange die Broschüren:

„Die Temperatur-Verhältnisse der Haut und deren Beziehungen zum Stoffwechsel, zur Erkältung und Katarrh" von Dr. Casimir Wurster. Preis ℳ 1.—.

„Kleiderhygrometer und Kleidung" von Dr. Casimir Wurster. Preis ℳ 0.40.

Soeben erschien die interessante Broschüre:

„Wettervorhersage für jedermann" von Prof. Dr. Hermann J. Klein. Preis ℳ 1.50.

Ferner:

„Die Verwendung Lambrecht's Polymeter (Haarhygrometer) in der Industrie" von Dr. Hygrotimos. Preis ℳ —.25.

Man verlange Gratis-Drucksache Nr. 37.

Wilh. Lambrecht, Göttingen (Georgia Augusta)

Fabrik meteorologischer Instrumente und solcher für Hygiene und Technik.

Spezialität: **Präzisions-Haarhygrometer.**

Digitized by Google

HARVARD COLLEGE LIBRARY
JUN 17 1908
CAMBRIDGE, MASS.

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 25 * 1908 * Heft 5.

Neue Studien über das Hypsometer.

Von H. MOHN.

Im Sommer 1906 erhielt ich zwei Hypsometer, Nr. 729 und Nr. 730, von C. Richter, Berlin NW. 5, Lehrterstraße 30. Verschiedene Umstände, von denen ich am Schlusse berichten werde, bewirkten, daß ich erst auf meiner Inspektionsreise im Sommer 1907 die Instrumente einer genauen Prüfung unterwerfen konnte.

Die Siedethermometer haben einen zylindrischen Behälter, oben und unten zugespitzt, Totallänge 35 mm, Durchmesser 8 mm. Das Rohr ist 23 cm lang, 4 mm dick, hat oben eine Ampulle und trägt eine sehr feine Teilung in 0.01° C, welche von 95° bis 101° geht. Im Ablesungsfernrohr ist 0.001° leicht zu schätzen. Jeder Grad ist 30 mm lang.

Die Lampe wird für jeden Siedeversuch mit denaturiertem Spiritus gefüllt. Für die ganze Kampagne habe ich Spiritus von demselben Bestande benutzt. Der Docht ist 3 mm dick und wird immer auf die konstante Höhe von 7 mm reguliert. Sein oberes Ende kommt um 3 mm tiefer als der Boden des Kessels. Die Lampe steht fest und zentriert auf einer kreisförmigen Platte, welche am Rande drei Stellschrauben hat, mittels welcher die Achse des ganzen Siedeapparates vertikal gestellt werden kann. Rings um die Lampe steht ein zylindrischer Schirm mit Löchern für den Luftzutritt, und dieser hat oben drei Stützen, welche den Kessel tragen und federnd stützen.

Der Kessel ist zylindrisch, 40 mm im Durchmesser und 37 mm hoch. Vor jeder Erhitzung wird die Unterseite, welche beim Sieden etwas berußt wird, mit Sandpapier gereinigt und der Kessel mit reinem Wasser bis an den Rand gefüllt.

Der Dampfraum besteht aus zwei zylindrischen Röhren von etwa 40 mm Durchmesser. Der untere Teil ist 15 cm hoch und bildet eine Verlängerung des Kessels, auf welchen er mit Reibung dampfdicht gesetzt wird. Der obere Teil hat einen etwas kleineren Durchmesser, so daß er teleskopisch im unteren Teile verschoben werden kann. Er hat eine Höhe von 15 cm. Am unteren Rande ist eine Furche, in welche ein Zwirnfaden eingelegt ist. Dieser gibt eine sehr gute dampfdichte Packung. Am oberen Ende ist der Dampfraum durch eine Scheibe mit einer zentralen Öffnung von 23 mm Durchmesser abgeschlossen. Ganz am oberen Ende des Rohres ist eine Seitenöffnung, kreisförmig, 4 mm im Durchmesser, mit einem äußeren, kurzen Ansatzrohr von derselben Weite: Sie ist für die Ausströmung des Dampfes bestimmt, sie muß immer beim Sieden ganz rein gehalten werden. Der Dampfdruck in dem Dampfrohr wird durch die Größe der Ausflußöffnungen bedingt und damit die Siedetemperatur. Die einzig zugelassene Öffnung für den Dampf muß in allen Versuchen konstant sein.

Die obere Öffnung des Dampfraumes wird von einer Kautschukplatte, 3 mm dick, dampfdicht gedeckt. In diese sind Löcher gebohrt, durch welche die Thermometer dampfdicht hineingesteckt werden, und in welchen sie hängen. Dieser Ver-

Digitized by Google

schluß ist immer hinlänglich. Das untere Ende der Thermometer ist etwa 30 mm über dem Wasser. In der Kautschukplatte werden die Thermometer so reguliert, daß beim Kochen der herausragende Quecksilberfaden 2 bis 3 mm hoch ist. Durch Versuche habe ich gefunden, daß die Anbringung von einem oder von zwei Thermometern zusammen im Dampfraume keinen Unterschied im Dampfdruck bewirkt. Bei den endgültigen Beobachtungen habe ich immer zwei Thermometer nebeneinander gehabt.

Die Ablesungen des Thermometerstandes werden mit einem Fernrohr gemacht, dessen Absehlinie horizontal und in derselben Höhe wie das obere Ende der Quecksilberfäden ist. Ein Stück Pauspapier, hinter den Thermometern und gegen das Tageslicht angebracht, gibt eine gute Beleuchtung.

Um den niedrigerén Teil des Siedeapparates wird ein zylindrischer Pappmantel mit Öffnungen für die Luftzufuhr gesetzt, um die Flamme ruhig zu halten. Fenster und Tür wurden vor dem Versuche geschlossen. Unmittelbar vor jeder Ablesung werden die Thermometer mit einem kleinen Holzstabe vertikal geklopft, um die Trägheit oder Friktion der Quecksilberkuppe zu überwinden.

Als Barometer diente in Kristiania das Hauptbarometer Wild-Fuess Nr. 214, konstante Korrektion + 0.12 mm, auf der Reise das Barometer Wild-Fuess Nr. 361, welches vor und nach der Reise mit dem Hauptbarometer verglichen wurde. An den Pendelstationen wurde es auch mit den Adieschen Kew-Stationsbarometern verglichen. Es wurde die größtmögliche Sorgfalt getragen, um die Temperatur des Barometers richtig zu bekommen. Bei der Ablesung wurde 0.1° und 0.01 mm geschätzt. Die Bedingungen für die bestmögliche Beleuchtung wurden aufgesucht. Nachdem das Wasser einige Zeit gekocht hat, die Luft aus dem Dampfraum ausgetrieben ist und die Thermometer zum Stillstand gekommen sind, werden sie geklopft und die

1. Ablesung gemacht, in 0.001°. Dann wird ein Holzpfropfen in das Ausflußrohr gesteckt. Die Thermometer steigen. Der Pfropfen wird herausgenommen, die Thermometer sinken. Das Thermometer am Barometer wird abgelesen, die Siedethermometer geklopft.

2. Ablesung der Hypsometer. Das Barometer eingestellt, Thermometer geklopft.

3. Ablesung der Hypsometer. Das Barometer abgelesen. Die Thermometer mit der Kautschukplatte gehoben, Abkühlung. Die Thermometer wieder aufgesetzt, Erwärmung. Geklopft.

4. Ablesung der Hypsometer.

Aus diesen vier Ablesungen wurde das Mittel genommen. Gewöhnlich stimmen sie auf 0.001° oder 0.002°. Wenn der Luftdruck stark sinkt oder steigt, zeigt sich dies deutlich an den Ablesungen der Hypsometer. Wenn der Luftdruck unruhig ist, mögen die vier Ablesungen wenig gut stimmen. Solche Fälle, welche man in der Nähe eines Barometerminimums findet, sind absolut ungeeignet für Vergleichungen zwischen Barometer und Hypsometer. Die vier Ablesungen sind genommen, zwei mit früher gestiegenem, zwei mit früher gefallenem Thermometer. Die Barometerbeobachtung liegt in der Mitte. Wegen der Erwärmung des Thermometers, welche die Nähe des Beobachters bei der Einstellung des Barometers verursacht, kann nur eine gültige Barometerbeobachtung gemacht werden.

Das Mittel der vier Hypsometerablesungen wurde dann nach den von der „Reichsanstalt“ gegebenen Kaliberkorrektionen reduziert:

Thermometer	98°	99°	100°
Nr. 729	+ 0.002°	+ 0.001°	0°
„ 730	— 0.002°	— 0.003°	0°

Digitized by Google

Zwischen diesen Zahlen wurde linear interpoliert.

Das Reisebarometer Fuess Nr. 361 hat auf der Reise seine Korrektion etwas geändert, das Barometer ist gestiegen. Darauf deuten auch die an jeder Station gemachten Beobachtungen mit größeren und kleineren Vacua. Die untere Quecksilberkuppe ist konvexer geworden. — Es ist sehr zu empfehlen, auf der Reise das untere Rohr öfters zu reinigen. — Indessen sind die Änderungen der Korrektion für die besuchten Pendelstationen nur klein, wie die folgende Tabelle zeigt. Sie sind berechnet nach einer gleichmäßigen Änderung zwischen dem Anfang und dem Ende der Reise — Anfang Juli bis Ende August. Die Vergleichungen mit den Stationsbarometern bezeugen auch die Gültigkeit der angenommenen Korrektionen des Reisebarometers, mit welchem die Korrektionen der Stationsbarometer für 1907 berechnet worden sind.

Korrektion.

Station		Fuess 361	Stationsbarometer		
		1907	1907	früher gefunden	Differenz
Hamar	5. bis 8.	+ 0.105 mm	+ 0.76 mm	+ 0.73 mm	+ 0.03 mm
Koppang	9. „ 11.	+ 0.10	—	—	—
Röros I	12. „ 13.	+ 0.095	+ 0.27	+ 0.28	— 0.01
Kongens Grube	16.	+ 0.09	—	—	—
Trondhjem	18. „ 20.	+ 0.09	+ 0.14	+ 0.16	— 0.02
Röros II	22. „ 24.	+ 0.08	—	—	—
				Mittel . . .	0.00 mm

Die Schwerekorrektion, welche zu den Reduktionen für Temperatur und zum Hauptbarometer addiert werden muß, um den wahren Luftdruck zu erhalten, ist nach den, durch Pendelversuche vom Prof. O. E. Schiötz bestimmten Werten g_φ der Beschleunigung der Schwere und der Normalschwere nach Helmert $g_{45} = 9.80632$ m/s² berechnet worden.

$$\text{Schwerekorrektion} = b\left(\frac{g_\varphi - g_{45}}{g_{45}}\right).$$

	g_φ	Schwerekorrektion			
Kristiania	9.81948	bei b = 745 mm	+ 1.00 mm	bei 755 mm	+ 1.01 mm
Hamar	9.81945	740	+ 0.99	750	+ 1.00
Koppang	9.81951	720	+ 0.97	740	+ 0.995
Röros	9.81950	700	+ 0.94	710	+ 0.95
Trondhjem	9.82180	750	+ 1.18	760	+ 1.20

Für Kongens Grube ist die Schwerekorrektion berechnet nach Röros, also:

	Breite	Höhe
Kongens Grube . . .	62° 40′	856 m
Röros	62 34.5	628
Differenz . .	+ 5.5′	228 m

Zuschlag für Breite . . .	+ 0.005 mm
„ „ Höhe . . .	— 0.031
	— 0.026
Schwerekorrektion Röros	+ 0.940
Kongens Grube	+ 0.914 mm bei 694 mm

Aus dem wahren Luftdruck ist der Siedepunkt berechnet nach Wiebes Tabellen (2. Ausgabe). Den Unterschied zwischen dem Siedepunkte und der für Kaliber korrigierten Ablesung des Hypsometers gibt die Korrektion des Hypsometers bei der stattfindenden Temperatur (siehe die folgenden Tabellen).

Bei meinen früheren Hypsometerbeobachtungen bin ich darauf aufmerksam geworden, wie notwendig es ist, die innere Röhre des Thermometers rein zu halten [1]). Bei dem Sieden des Wassers wird das Quecksilber so weit erwärmt, daß ein Teil davon verdunstet und sich in dem oberen Teile der Kapillarröhre als Tröpfchen oder Belag niederschlägt. Die Höhe des Quecksilberfadens wird verkürzt. Die neuen

[1]) Das Hypsometer als Luftdruckmesser, S. 16, 17. — Met. Zeitschr. 1901, S. 50.

Digitized by Google

Hypsometer konnte ich nicht durch Umkehren und Abtrennung eines Quecksilberfadens und die Bewegung desselben längs der ganzen Röhre „reinigen“. Das Kaliber ist zu eng. Ich griff daher zu der folgenden Methode. Die Thermometer wurden in den Siedeapparat gesetzt und langsam erwärmt, aber ohne Wasser im Kessel. Mit Vorsicht wurde darauf gepaßt, wenn der Quecksilberfaden sich der Ampulle näherte. Dann wurde die Flamme ausgelöscht. Bei der folgenden Abkühlung und dem Sinken des Thermometers werden die losgelösten Quecksilbertröpfchen mitgefegt, die Röhre gereinigt und der Quecksilberfaden erhält seine richtige Länge.

Nach einer Reihe vorläufiger Versuche wurden die Hypsometer in Kristiania am 26. Juni 1907 gereinigt, und später am 29. Juni. Auf der Reise zeigten sich an der zweiten Station, Koppang, am 9. Juli einige Tröpfchen, die weggenommen wurden. Auf der ganzen Reise bis Trondhjem und zurück nach Tönset suchte ich vor jeder Beobachtung sorgfältig im Fernrohr, ob es möglich war, Tröpfchen oder Belag zu entdecken, aber ohne Erfolg. Die Thermometer wurden daher nicht weiter gereinigt seit dem 9. Juli in Koppang. Auf der Reise nach Hamar, Koppang, Röros und Kongens Grube stieg die Korrektion der Hypsometer allmählich, und zwar proportional der Änderung der Siedetemperatur, doch mit einer kleinen Abweichung für Koppang. Um die Beständigkeit oder die Veränderlichkeit der Hypsometer zu kontrollieren, reiste ich nach Trondhjem, um Beobachtungen wie in Kristiania bei höherem Luftdruck zu haben. Hier zeigte es sich, ziemlich unerwartet, daß die positive Korrektion der Hypsometer um etwa vier Tausendteile des Grades gestiegen war. Zur weiteren Kontrolle machte ich wieder Beobachtungen in Röros und fand eine Fortsetzung des Anwachsens der Korrektionen.

Meine nächste Station war Tönset. Diese ist keine Pendelstation, aber ich hatte die Schwerekorrektion früher dreimal bestimmt, so daß ich in der Lage war, die hier gemachten Beobachtungen der Hypsometer und Barometer für die Bestimmung der Korrektion der Thermometer wenigstens als Kontrolle zu benutzen.

Am 3. August reinigte ich die Hypsometer in Tönset mit dem Erfolge, daß die positive Korrektion gesunken war, der Stand der Thermometer gestiegen. Es war folglich doch während der Reise Quecksilber verdunstet! aber ohne sichtbare Tröpfchen oder Belag.

Es mußte also eine Korrektion für die Verdunstung des Quecksilbers eingeführt werden. Eine in Tönset ausgeführte vorläufige Berechnung, in welcher ich die Änderung der Korrektion proportional der seit dem Anfang der Reise verflossenen Zeit, sowie auch der Änderung des Siedepunktes annahm, gab eine Genauigkeit einer einzelnen Beobachtung von der Ordnung eines Tausendstel Grades.

Während meines Aufenthaltes in Paris im September besuchte ich M. Baudin, Rue St. Jacques, No. 276. Dieser hervorragende Konstrukteur von Thermometern teilte mir mit, daß er die Verdunstung des Quecksilbers sehr wohl kenne, und daß die Wirkung derselben auf die Verminderung des Thermometerstandes der Anzahl der Erhitzungen proportional gesetzt werden könne. Dies stimmte also mit meiner Erfahrung überein.

In den definitiven Berechnungen der Korrektionen der Thermometer aus den gleichzeitigen Beobachtungen des Siedepunktes und des Barometers habe ich deshalb die Änderung der Korrektion proportional gesetzt der laufenden Nummer der Siedepunktsbestimmungen seit der letzten „Reinigung“, mit Abzug von Eins, indem ich die Thermometer bei der ersten Bestimmung als rein betrachtete. Die Richtigkeit

Digitized by Google

dieses Verfahrens mag bestritten werden, indessen wird der Fehler praktisch außerordentlich klein sein, da der Fehler bei einer Messung nur 0.00014° ist.

Für jede Beobachtung, d. h. Vergleichung zwischen Barometer und Hypsometer, haben wir eine Gleichung von der Form:

$$c_t = c_{100} + (100^\circ - t)y + (n - 1)z,$$

wo c_t der Unterschied ist zwischen dem wahren Siedepunkt (Barometerhöhe + Schwerekorrektion, in entsprechende Temperatur umgesetzt) und der für Kaliber reduzierten Ablesung des Hypsometers, c_{100} die Korrektion des Hypsometers, für Kaliber reduziert, bei 100°, t die Ablesung des Hypsometers, für Kaliber reduziert, y die Änderung der Korrektion für 1°, n die laufende Nummer der Erhitzungen nach der letzten Reinigung des Thermometerrohres, z die Wirkung der Verdunstung des Quecksilbers bei einer Erhitzung.

Jede Station liefert eine Reihe von Beobachtungen (Kristiania und Röros zwei), in welcher die Siedepunkte usw. wenig variieren. Für jede solche Reihe habe ich die Mittel der verschiedenen Glieder der Formel gebildet. Die zwei letzten Glieder sind lineare Funktionen. Diese Mittel stehen in der folgenden Tabelle (c_t in 0.001°).

Station	Tage	Zahl der Beob.	Luftdruck mm	Siedepunkt	Nr. 729. t	Nr. 729. c_t	Nr. 730. t	Nr. 730. c_t	$n-1$
Kristiania I	26. Juni bis 4. Juli	19	751.015	99.6676°	99.6677°	— 0.1	99.6303°	+ 37.3	5.5
Hamar	5. bis 8. Juli	9	744.604	99.4283	99.4261	+ 2.2	99.3894	38.9	17.0
Koppang	9. „ 11. „	13	729.998	98.8730	98.8674	+ 5.6	98.8297	43.3	6.8
Röros I	12. „ 13. „	9	710.189	98.1136	98.1005	+ 13.1	98.0624	51.2	16.1
Kongens Grube	16. Juli	7	694.270	97.4876	97.4694	+ 18.2	97.4303	56.7	25.0
Trondhjem	18. bis 20. Juli	10	758.573	99.9475	99.9461	+ 1.4	99.9069	40.6	35.4
Röros II	22. „ 24. „	9	702.237	97.8023	97.7842	+ 18.1	97.7465	55.8	45.5
Kristiania II	27. Aug. bis 2. Sept.	14	755.152	99.8212	99.8232	— 2.0	99.7817	+ 36.5	4.6
		90							

Um die drei Größen c_{100}, y und z zu finden, haben wir die Gleichungen:

Für Nr. 729.

		Beob.	Rechnung	$B - R$
Kristiania I	$c_{100} + 0.332\,y + 5.5\,z =$	— 0.1	— 0.7	+ 0.6
Hamar	$c_{100} + 0.574\,y + 17.0\,z =$	+ 2.2	+ 2.7	— 0.5
Koppang	$c_{100} + 1.133\,y + 6.8\,z =$	+ 5.6	+ 5.5	+ 0.1
Röros I	$c_{100} + 1.900\,y + 16.1\,z =$	+ 13.1	+ 12.5	+ 0.6
Kongens Grube	$c_{100} + 2.532\,y + 25.0\,z =$	+ 18.2	+ 18.4	— 0.2
Trondhjem	$c_{100} + 0.054\,y + 35.4\,z =$	+ 1.4	+ 1.3	+ 0.1
Röros II	$c_{100} + 2.216\,y + 45.5\,z =$	+ 18.1	+ 18.9	— 0.8
Kristiania II	$c_{100} + 0.177\,y + 4.6\,z =$	— 2.0	— 2.0	0.0
				± 0.36

Für Nr. 730.

		Beob.	Rechnung	$B - R$
Kristiania I	$c_{100} + 0.370\,y + 5.5\,z =$	37.3	37.5	— 0.2
Hamar	$c_{100} + 0.611\,y + 17.0\,z =$	38.9	40.8	— 1.9
Koppang	$c_{100} + 1.171\,y + 6.8\,z =$	43.3	43.3	0.0
Röros I	$c_{100} + 1.938\,y + 16.1\,z =$	51.2	50.2	+ 1.0
Kongens Grube	$c_{100} + 2.570\,y + 25.0\,z =$	56.7	56.0	+ 0.7
Trondhjem	$c_{100} + 0.093\,y + 35.4\,z =$	40.6	39.6	+ 1.0
Röros II	$c_{100} + 2.253\,y + 45.5\,z =$	55.8	56.6	— 0.8
Kristiania II	$c_{100} + 0.215\,y + 4.6\,z =$	36.5	36.3	+ 0.2
				± 0.72

Die Methode der kleinsten Quadrate gibt:

für Nr. 729 . . . . $c_{100} = -3.98 \quad y = 7.475 \quad z = 0.138$
„ „ 730 . . . . $c_{100} = +34.03 \quad y = 7.233 \quad z = 0.137$

oder für Nr. 729 . . . . $c_t = 0.001^\circ\,[-3.98 + (100^\circ - t)\,7.475 + (n-1)\,0.138]$
„ „ „ 730 . . . . $c_t = 0.001^\circ\,[\;34.03 + (100^\circ - t)\,7.233 + (n-1)\,0.137]$

Die nach diesen Formeln berechneten Werte von c_t sind unter Rechnung angeführt, und daneben die Werte von Beobachtung — Rechnung, $B - R$. Die algebraische

Digitized by Google

Summe von $B - R$ ist Null, und aus der Summe, ohne Rücksicht auf Vorzeichen, dividiert durch 8, finden wir den Mittelfehler von c_t per Station

für Nr. 729: Mittelfehler $= \pm 0.00036$, für Nr. 730: Mittelfehler $\pm 0.00076°$.

Berechnet man für jede einzelne Beobachtung nach den gefundenen Gleichungen den Wert von c_t und vergleicht ihn mit dem beobachteten Werte, so bekommt man den Fehler der Beobachtung. Die arithmetischen Mittel dieser Fehler sind die Zahlen $B - R$ der obigen Tabellen. Nimmt man die Mittel der Fehler ohne Rücksicht auf Vorzeichen, so bekommt man als Mittelfehler einer Beobachtung innerhalb einer Stationsgruppe die folgenden unter Δ stehenden Zahlen und die Mittel der Δ mit Rücksicht auf Gewicht (Zahl der Beobachtungen).

Station	Zahl der Beob.	Nr. 729 Δ	Nr. 730 Δ	D	A
Kristiania I	19	$\pm 0.0011°$	$\pm 0.0012°$	0.00374°	$\pm 0.0006°$
Hamar	9	0.0010	0.0020	0.00367	0.0012
Koppang	13	0.0014	0.0016	0.00377	0.0009
Röros I	9	0.0007	0.0011	0.00381	0.0007
Kongens Grube	7	0.0013	0.0013	0.00385	0.0006
Trondhjem	10	0.0007	0.0012	0.00392	0.0005
Röros II	9	0.0011	0.0011	0.00377	0.0007
Kristiania II	14	0.0010	0.0007	0.00385	0.0009
Mittel	11	± 0.0011	± 0.0012	0.00379	± 0.00073

Der Mittelfehler einer einzelnen Beobachtung (Vergleichung zwischen Barometer und Hypsometer) übersteigt also nur ein wenig ein Tausendstel eines Grades. Hiernach sollte der Mittelfehler des Mittels von einer Stationsgruppe mit 11 Beobachtungen gleich $\pm 0.00115° : \sqrt{11}$ oder $\pm 0.00035°$ sein. Er ist aber $\frac{1}{2}(0.36 + 0.72)\,10^{-3}$ oder ± 0.00054. Es treten also an den Stationen äußere Umstände ein, welche die Beobachtungen mehr oder weniger stören. Solche sind Aufstellung und Beleuchtung, Temperatur, Luftströme am Barometer, unregelmäßiger Gang des Luftdrucks, verschiedene Umstände beim Sieden. Diese Störungen vergrößern den Mittelfehler um $\sqrt{0.54^2 - 0.35^2}\,10^{-3}$ oder $0.00041°$.

Der Mittelfehler $0.00115°$ verteilt sich auf das Hypsometer und das Barometer. Der Mittelfehler einer Ablesung eines Hypsometers läßt sich finden, indem immer zwei Thermometer unter gleichen Umständen zu gleicher Zeit abgelesen werden. Nimmt man den Unterschied zwischen den Ablesungen von Nr. 730 und 729 und das Mittel dieser Zahlen für jede Stationsgruppe, so erhält man die Zahlen unter D in der zweiten Hälfte der obigen Tabelle. Nimmt man für jede Beobachtung die Abweichung von D und dann das Mittel der Abweichungen ohne Rücksicht auf Vorzeichen für jede Stationsgruppe, erhält man die Zahlen unter A. Der Mittelfehler einer Beobachtung eines Hypsometers Δ_h ist also $= \pm 0.00073° : \sqrt{2} = \pm 0.000575°$.

Aus den Vergleichungen des Reisebarometers mit dem Hauptbarometer finde ich den Mittelfehler einer Vergleichung zu ± 0.033 mm. Der Mittelfehler einer Beobachtung eines Barometers (beide gleich gut gesetzt) wird $\Delta_b = \pm 0.033 : \sqrt{2}$ oder ± 0.026 mm. Dies ergibt in Graden ausgedrückt $\pm 0.00099°$, da 1 mm $0.0038°$ entspricht.

Hiernach sollte der Mittelfehler einer Vergleichung zwischen Hypsometer und Barometer sein $\pm \sqrt{\Delta_h^2 + \Delta_b^2} = \pm 0.00114°$. Aus den Beobachtungen haben wir gefunden $\pm \sqrt{\Delta_h^2 + \Delta_b^2} = \pm 0.00115°$. Die Übereinstimmung ist befriedigend.

Ein Hypsometer mißt den Luftdruck mit einer Genauigkeit von $\pm 0.000575°$: 0.0038 oder ± 0.015 mm, unsere Barometer dagegen mit ± 0.033 mm. Das Hypsometer mißt dreimal genauer als das Barometer.

Digitized by Google

Werden zwei Hypsometer zusammen benutzt, kommt man zu einem Mittelfehler für den Luftdruck von $0.015\,\text{mm} : \sqrt{2}$ oder $\pm\ 0.011\,\text{mm}$.

Standänderung der Hypsometer. Die Korrektion bei 100° ist

$$c_{100} = c_t - (100^\circ - t)\,y - (n-1)\,z.$$

Die Physikalisch-Technische Reichsanstalt in Charlottenburg gab am 28. Juni 1906 die folgenden Korrektionsgleichungen für die Hypsometer, reduziert für Kaliber:

Nr. 729 . . . $c_t = -\ 0.011 + 0.00283\ (100 - t)^\circ$

„ 730 . . . $c_t = +\ 0.005 + 0.00250\ (100 - t)^\circ$.

Die Hypsometer kamen zu spät nach Kristiania, um im Sommer 1906 auf der Inspektionsreise benutzt werden zu können. Sie wurden vom 10. bis 21. September mit dem Hauptbarometer verglichen. Die Ablesungen wurden, soweit nötig, mit den für z später gefundenen Werten und mit den oben stehenden Werten von y reduziert. 17 Beobachtungen gaben im Mittel für Nr. 729 $c_{100} = -\ 0.0039^\circ$ und für Nr. 730 $c_{100} = +\ 0.0131^\circ$.

Der 21. September 1906 war ein kritischer Tag für die Hypsometer. Ich hatte versäumt, Wasser in den Kessel zu gießen. Die Thermometer wurden so stark erwärmt, daß bei Nr. 729 die obere Ampulle fast ganz mit Quecksilber gefüllt, und bei Nr. 730 ganz gefüllt wurde, ehe ich die Flamme auslöschte. Bei der folgenden Abkühlung sanken die Thermometer allmählich und willig.

Vom 22. September bis zum 13. Oktober wurden die Vergleichungen fortgesetzt. Die Berechnungen wurden mit den im Jahre 1907 gefundenen Werten von y und z gemacht, und n von der starken Erwärmung aus gezählt. 29 Beobachtungen gaben für Nr. 729 $c_{100} = +\ 0.0021^\circ$ und für Nr. 730 $c_{100} = +\ 0.0380^\circ$.

Die Beobachtungen im Sommer 1907 in Kristiania, 20. bis 26. Juni vor der Reinigung, auf den Stand vom 20. Juni (nicht gereinigt) reduziert, gaben für Nr. 729 $c_{100} = +\ 0.0040^\circ$ und für Nr. 730 $c_{100} = +\ 0.0422^\circ$.

Nach Reinigung gaben in Kristiania die Beobachtungen vom 26. Juni bis 4. Juli, auf reines Kaliber reduziert, für Nr. 729 $c_{100} = -\ 0.0040^\circ$ und für Nr. 730 $c_{100} = +\ 0.0340^\circ$. Nach der Reise fand ich im August für Nr. 729 $c_{100} = -\ 0.0035^\circ$ und für Nr. 730 $c_{100} = +\ 0.0343^\circ$.

Übersicht. Stand bei $100^\circ = 100^\circ - c_{100}$.

		Nr. 729		Nr. 730	
1906	Charlottenburg	100.011°		99.995°	
„	Kristiania vor der Übererwärmung .	100.004	−0.007°	99.987	−0.007°
„	„ nach „ .	99.998	−0.006	99.962	−0.025
1907	„ vor der Reinigung . . .	99.996	−0.002	99.958	−0.004
„	„ nach „ (Juni)	100.004	+0.008	99.966	+0.008
„	„ „ „ (Aug.)	100.004	0.000	99.966	0.000

Im Laufe des Sommers 1906 sind beide Hypsometer gesunken. Dies mag von Verdunstung des Quecksilbers sowie auch von einem kleinen Unterschied zwischen den Barometern in Charlottenburg und Kristiania herrühren. Nach der Übererwärmung am 21. September 1906 hat eine neue Senkung stattgefunden, besonders für Nr. 730, dessen Ampulle ganz mit Quecksilber gefüllt war. Es scheint, daß der durch die Übererwärmung verursachte innere Druck das Volumen des dünnwandigen Behälters vergrößert hat, wodurch der Stand gesunken ist und der Teilwert y größer geworden (von 0.0028 bis 0.007° per Grad). Das Kaliber scheint ungeändert geblieben zu sein. Die Rohrwände sind dicker als die Wände der Behälter. Die größte Kaliberkorrektion findet sich bei Nr. 730 und ist −0.003° bei 99°. Koppang hat bei 98.8° $B - R = 0^\circ$.

Digitized by Google

Im Laufe des Winters 1906 bis 1907 steigen beide Hypsometer (gereinigt). Die Behälter scheinen sich wieder zusammenzuziehen.

Aber während der ganzen Kampagne im Sommer 1907 haben die (gereinigten) Hypsometer sich unverändert gehalten.

Diese Tatsache, sowie die Genauigkeit, mit welcher sich das Hypsometer beobachten läßt, empfiehlt das Hypsometer mit gut bestimmten Konstanten und nötiger Reinigung als ein vorzügliches Instrument zur Bestimmung des Luftdrucks und der Schwerekorrektion und zur Vergleichung der Barometer an verschiedenen Stationen, deren Schwerekorrektion bekannt ist. Für Höhenmessungen ist es äußerst bequem, und für meteorologische Stationen gibt es die Summe der Konstanten und der Schwerekorrektion; das ist eben, was wir nötig haben.

Der Wert des Faktors ε, 0.000137°, zeigt, daß die Wirkung der Verdunstung des Quecksilbers in unseren Hypsometern erst nach 7 bis 8 Siedeversuchen den Betrag von 0.001° erreicht.

Vom 5. bis 24. August 1906 machte ich in Tönset Vergleichungen zwischen dem Reisebarometer und den Hypsometern. Diese wurden dreimal gereinigt. 17 Beobachtungen ergaben nach Reduktion mit den gefundenen Konstanten:

	Siedepunkt	Luftdruck mm	Barometer mm	Schwerekorr. mm	Mittelfehler mm
Nr. 729	98.0469°	708.490	707.464	+ 1.026	± 0.036
„ 730	98.0462	708.477	707.464	+ 1.013	± 0.052
Mittel	98.0466	708.484	707.464	+ 1.020	± 0.044
Differenz	0.0007	0.013	—	0.013	—

Der Mittelfehler einer Beobachtung, ± 0.044 mm, entspricht ± 0.0017°.

Früher habe ich die folgenden Werte der Schwerekorrektion für Tönset gefunden.

1896	bei 717 mm	+ 0.96 mm	bei 710 mm	+ 0.95 mm	Δ = — 0.06 mm
1898	„ 720 „	+ 1.03 „	„ 710 „	+ 1.02 „	+ 0.01 „
1904	„ 711 „	+ 1.04 „	„ 710 „	+ 1.04 „	+ 0.03 „
1907	„ 707 „	+ 1.02 „	„ 710 „	+ 1.02 „	+ 0.01 „
			Mittel bei 710 mm	+ 1.01 mm	Mittelf. = ± 0.03 mm

Herr A. S. Steen benutzte die Hypsometer Nr. 729 und Nr. 730 auf einer Inspektionsreise im September 1907 nach der Station Oxö. Die Vergleichungen vor und nach der Reise mit dem Hauptbarometer in Kristiania gaben folgende Korrektionen bei 100°.

	Nr. 729	Nr. 730
5. bis 11. September (6 Beob.)	— 0.0021°	+ 0.0352°
25. September bis 11. Oktober (7 Beob.) . .	— 0.0035	+ 0.0350
Steen Mittel	— 0.0028	+ 0.0351
Differenz	+ 0.0014	+ 0.0002
Mohn 1907 Mittel	— 0.0040	+ 0.0340
Mohn-Steen	— 0.0012	— 0.0010

Der Unterschied ist nur ein Tausendstel eines Grades und mag wohl eine persönliche Gleichung andeuten. Die Vergleichungen mit dem Stationsbarometer auf Oxö gaben als Korrektion dieses Barometers — 0.10 mm. Früher ist gefunden — 0.05 mm. Der Unterschied findet darin seine genügende Erklärung, daß das Wetter während der Beobachtungen sehr unruhig war und der Luftdruck sehr schwankend. Es ist indessen von Interesse, zu sehen, daß selbst unter ungünstigen Umständen die Korrektion eines Stationsbarometers mit einer Genauigkeit von 0.05 mm mittels Hypsometer gefunden werden kann.

Digitized by Google

Die Vorherbestimmung der Bahnen der Orkane.

Von F. J. B. Cordeiro.

Mit 4 Figuren.

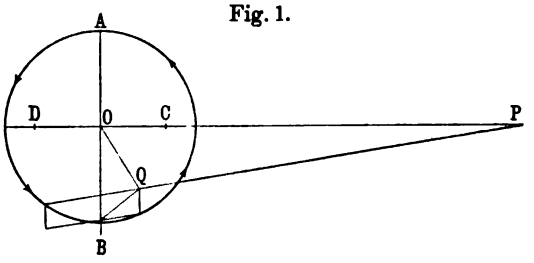
Da in einem Orkan bzw. Zyklon eine Masse Luft sich um eine Achse dreht und in derselben Zeit dieser Luftwirbel um die Achse der Erde herumgetragen wird, so bildet das ganze System in Hinsicht der analytischen Mechanik ein Gyroskop. Ich habe schon ausführlicher in „Popular Astronomy", No. 142, 143, 1907, die Bewegungen von solch einem flüssigen Gyroskop erörtert, und zwar habe ich hier die Hauptzüge in möglichst einfacher, doch streng mathematischer Weise erklärt.

Bei jeder Umdrehung eines Körpers um eine Achse werden zentrifugale und bei jedem Gyroskop werden gyroskopische, zur Laufebene senkrechte Beschleunigungen erzeugt. Wenn diese zwei Kräfte im Gleichgewicht stehen, dann behält das Gyroskop bzw. der Zyklon dieselbe Breite, d. h. sie bewegen sich weder nach N noch nach S, und die eintretende Bewegung stellt die sog. Poinsotsche Bewegung[1]) dar. Wenn die gyroskopischen Kräfte größer als die zentrifugalen sind, dann bewegt sich der Zyklon nach N, was im Anfange der Bewegung fast immer der Fall ist. Sind dagegen die zentrifugalen Kräfte größer, dann bewegt sich der Zyklon nach S, was im Anfange fast nie vorkommt. Im allgemeinen also bewegt sich ein Zyklon nach dem Pole: erreicht ihn aber nie.

Irgendwo zwischen der Breite, wo er entsteht, und dem Pole werden diese zwei Kräfte ausgeglichen, und es erfolgt eine Poinsotsche Bewegung.

Eine dritte und für den Zyklon sehr wichtige Kraft ist die Reibung, welche er an seiner Grundfläche erfährt. Diese drei Kräfte sind die hauptsächlichen und in der Praxis die einzigen, die die Laufbahn des Zyklons bestimmen. Wir werden zuerst die Wirkung der Reibungskräfte betrachten. Da alle physikalischen Kenntnisse am Ende auf Erfahrung gegründet sind, werden wir den folgenden Versuch machen.

Fig. 1.



Setzen wir, wie in Fig. 1, eine runde Scheibe DOC auf einen Tisch und machen eine Stange OP mit einem Stift durch P am Tisch bzw. mit einem Stift durch O auf der Scheibe fest, daß die Scheibe um die Achse O und das ganze Gestell um die Achse P sich drehen kann. An der Achse O wird eine Feder, die die Scheibe mit regelmäßiger Geschwindigkeit umdreht, angebracht.

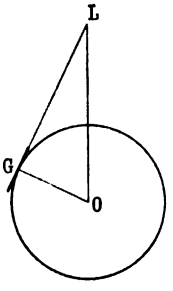
Die Grundfläche der Scheibe wird, während sie sich am Tische dreht, Reibungskräfte erfahren, und wir haben einigermaßen das Modell eines Orkanes. An jedem Punkte Q ihrer Grundfläche können wir die Reibungskraft in zwei Komponenten zerlegen — eine, die durch den Punkt P, die andere, die senkrecht zur Linie OP geht. Die Komponente durch P hat keine Drehungswirkung um diesen Punkt, aber die andere Komponente hat solch eine Wirkung in der Richtung A—B. Nun gibt es ebenso viele Punkte links als rechts der Geraden AB. Die Reibungskräfte in

[1]) Poinsot, Theorie nouvelle de la rotation des corps. Paris 1834.

Digitized by Google

den rechtsliegenden Punkten versuchen das System in der Richtung $A—B$, dagegen die in den linksliegenden Punkten in der Richtung $B—A$ zu drehen. Wir wollen annehmen, daß der Durchschnitt dieser Kräfte durch eine Kraft ersetzt werden kann, die durch den Punkt C in der rechten Hälfte bzw. durch den Punkt D in der linken Hälfte wirkt. Bezeichnen wir diese durchschnittliche Kraft mit F, so gibt es ein Drehungsmoment $F.CP$ in der Richtung $A—B$ bzw. ein Drehungsmoment $F.DP$ in der Richtung $B—A$. Also das resultierende Moment ist $F.DC$ in der Richtung $B—A$. Das heißt, das ganze System wird sich in einer rückläufigen Richtung um den Punkt P drehen, bis es eine bestimmte Geschwindigkeit, über welche es nicht steigt, erreicht hat. In diesem Zustande von konstanter Geschwindigkeit des ganzen Systems gibt es ein Gleichgewicht zwischen den treibenden Drehungsmomenten. Die Reibungskraft nimmt proportional mit der Geschwindigkeit zu. Während das ganze System sich über dem Tische dreht, hat der Punkt C relativ zu ihm eine größere Geschwindigkeit als der Punkt D, und dementsprechend ein desto größeres Drehungsmoment. Bei Gleichgewicht ist $F_1 CP = F_2 DP$. Nun ist die durchschnittliche Geschwindigkeit aller Punkte an der Scheibe in einer zur Linie OP senkrechten Richtung dieselbe wie die des Punktes O. Also wenn wir das System ohne jede Drehung der Scheibe um den Punkt P drehen, müssen wir ein Drehungsmoment, das zu $\overline{OP}^2.\Omega$ proportional ist, anwenden, wo Ω die Winkelgeschwindigkeit des Systems sein soll. Dieses Drehungsmoment wirkt in der Richtung $A—B$. Lassen wir jetzt die Scheibe mit einer Winkelgeschwindigkeit Ω sich drehen, dann muß ihr Drehungsmoment $F.CD$ in der Richtung $B—A$ dem ersten gleichkommen, um eine konstante Geschwindigkeit des Systems zu erzielen. Ändern wir die Länge des Armes OP, wo ω konstant ist, so muß das Moment $\overline{OP}^2.\Omega$ konstant bleiben, d. h. die Geschwindigkeit des Punktes O ist umgekehrt proportional zur Länge OP. Wir nehmen außerdem an, daß das System eine Geschwindigkeit in der Richtung $A—B$ besitzt und ohne Drehung der Scheibe für eine bestimmte Zeit eine konstante Geschwindigkeit beibehalten kann. Setzen wir jetzt die Scheibe in Drehung, dann tritt eine rückläufige Geschwindigkeit wie zuvor ein. Nennen wir die resultierende Geschwindigkeit des Punktes O v_h, dann ist $v_h = b - \frac{K}{OP}$, wo K eine Konstante ist.

Fig. 2.



Dasselbe geschieht bei einem Zyklon. Setzen wir voraus, daß die Erde stillsteht und ein Zyklon in konstanter Entfernung vom Pole gehalten wird, dann wird er in einer rückläufigen Richtung mit konstanter Geschwindigkeit sich drehen.

Wenn G in Fig. 2 einen Zyklon vorstellt, so wird die horizontale Geschwindigkeit, d. h. die in der Richtung eines Breitenkreises verlaufende, mit der folgenden Formel gefunden:

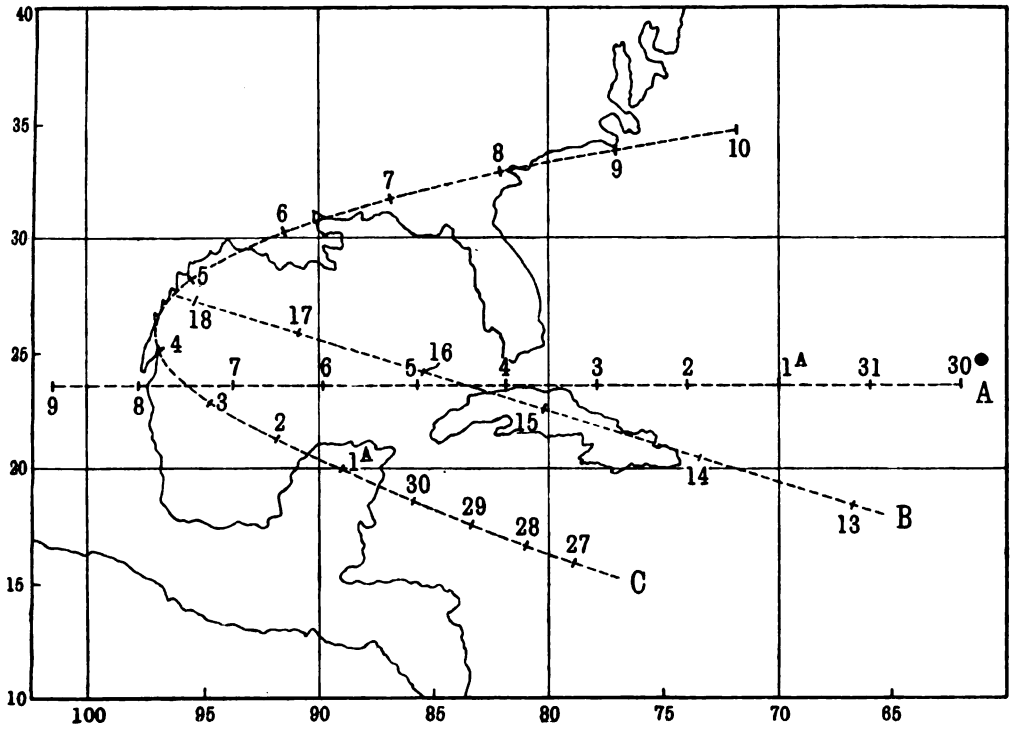
$$v_h = b - \frac{K}{LG} = b - K \operatorname{tang} \vartheta, \quad \ldots\ldots (1)$$

wo ϑ die Breite bezeichnet. b ist hier die ursprüngliche Geschwindigkeit und K tang ϑ die wegen des Drehungsmomentes des Zyklons rückläufige Geschwindigkeit. Dieses wichtige Gesetz werden wir das Tangentengesetz des Zyklons nennen. Wie wir bald sehen werden, wird dieses Gesetz in der Natur ziemlich nahe befolgt, so nahe, daß wir glauben können, daß es mit der Wirklichkeit übereinstimmt. Dem Gesetz nach muß ein Zyklon eine konstante Geschwindigkeit, so lange er in derselben Breite verweilt, beibehalten. Redfield und Reid, die Begründer dieser Forschungen,

Digitized by Google

haben solch einen Zyklon kartographiert, der in Fig. 3 dargestellt ist. Wir sehen, daß die horizontale Geschwindigkeit konstant bleibt. Einen solchen Zyklon können wir einen Poinsotschen Zyklon nennen. Er muß geringe gyroskopische Kraft besessen haben und dementsprechend geringe Energie. Nach unserem Gesetze können wir die horizontale Geschwindigkeit in irgend einer Breite vorausberechnen, sogar für eine Breite, die der Zyklon unmöglich, den Umständen nach, je erreichen kann. Ich habe dieses Gesetz in manchen Fällen geprüft und bin noch nicht einem Widerspruch begegnet. Die Übereinstimmung war in allen Fällen sehr gut. Den Meteorologen, die mit der Mathematik nicht bewandert sind, kann es als eine nützliche Formel empfohlen werden, auch wenn sie nur als empirisch angesehen wird.

Fig. 3.



In diesem kurzen Aufsatz haben wir nur die Möglichkeit, eine Zyklonbahn, die als Muster für eine solche Rechnung dienen soll, zu studieren.

Das Exempel, Fig. 3C, ist von Redfield und Reid entnommen. Betreffs des Tangentengesetzes wurde es aufs Geratewohl auserwählt. Es hat die Eigentümlichkeit aber, daß es teilweise über Land und Wasser gelaufen ist. Dieser Zyklon ist in der Breite 15° N, auf der Länge 77° W, am 27. September zuerst beobachtet worden. Am 28. September war er in der Breite 16° 30′ und hatte eine horizontale Geschwindigkeit — absolut, nicht relativ zur Erde — von 856 englischen Meilen die Stunde; am 29. September war er in der Breite 17° 30′ und besaß eine Geschwindigkeit von 851 Meilen. Aus diesen zwei beobachteten Stellen können wir die Konstanten b und K in unserer Formel berechnen.

$$v_h = b - K \operatorname{tang} \vartheta \qquad b = 934.4 \text{ und } K = 264.5.$$

In der folgenden Tabelle geben wir das Datum, die Breite und die horizontale Geschwindigkeit — ausgerechnet bzw. beobachtet — für jeden Tag. Es ist leicht begreiflich, daß die Genauigkeit von solch einer Karte ein paar Meilen von der

Digitized by Google

Wirklichkeit abweichen kann, aber insgesamt war die Arbeit dieser unverdrossenen Beobachter ziemlich genau.

Datum	Breite	v_h ber.	v_h beob.	Datum	Breite	v_h ber.	v_h beob.
30. Sept. . .	18° 45′	844.3	845	6. Okt. . .	30°	782	788
1. Okt. . .	20	838.1	838	7. „ . .	32	769	773
2. „ . .	21 30	830	830	8. „ . .	33	763	765
3. „ . .	23	822	820.5	9. „ . .	34	756	756.5
4. „ . .	25 30	808.3	810	10. „ . .	35	749	749
5. „ . .	28	794	796				

Es wird bemerkt werden, daß die Abweichungen von unserem Gesetze gerade da vorkommen, wo der Zyklon übers Land zog. Die horizontale Geschwindigkeit über dem Lande ist etwas größer, als man erwartet hatte, und der Unterschied ist größer, je höher gelegen das Land ist. Da nun der schwerste Teil des Zyklons vom Lande abgeschnitten ist, kann der übrige Teil nicht eine so große Reibungskraft ausüben. Demgemäß muß die horizontale Geschwindigkeit einem verminderten reibenden Kräftepaar entsprechend zunehmen. Die Reibungskraft ist nicht für das Wasser an sich größer als für das Land, wird aber größer, je größer die Dichtigkeit der entgegenströmenden Luft. Dem Leser, der sich für die kosmische Physik interessiert, überlassen wir es, das Gesetz von schon kartographierten Zyklonen genau nachzuprüfen.

Von zwei beobachteten Stellen können wir hiernach die horizontale Geschwindigkeit in irgend einer Breite vorausbezeichnen. Also können wir sofort voraussagen, in welcher Breite der Zyklon seinen Wendepunkt erreicht: d. h. in welcher Breite er seine Bahn von einer westlichen in eine östliche Richtung hin ändert.

Hier ist nur nötig, die Breite festzustellen, wo die horizontale Geschwindigkeit des Zyklons und der Erde gleich werden. Wenn der Zyklon nicht fähig ist, diese Breite zu erreichen, dann wird er nie umwenden. Wir wollen jetzt den zweiten Schritt tun, und zwar von einigen Punkten im Anfange die nachherige Geschwindigkeit nach dem Pole zu, die in verschiedenen Breiten besteht, berechnen. Da wir die horizontale und polare Geschwindigkeit für jede Breite haben, können wir die Bahn des Orkans einzeichnen und seinen Lauf vorhersagen.

Aber der zweite Schritt ist nicht so leicht als der erste. Das Tangentengesetz ist einfach und ziemlich genau, aber die polare Geschwindigkeit als Folge des gyroskopischen Gesetzes von drei beobachteten, dicht aneinander liegenden Punkten zu bestimmen, fordert sehr genaue Daten.

Der Fall liegt ähnlich wie bei der Berechnung der Bahn eines Himmelskörpers: Wenn die beobachteten Punkte sehr nahe aneinander liegen, geben kleine Fehler erhebliche Abweichungen in den Resultaten. Theoretisch konnten wir folgendermaßen vorgehen. Die polare Beschleunigung ist der Unterschied zwischen der gyroskopischen und zentrifugalen Kraft.

Die Bewegungsgleichungen also sind:

$$R \cos \vartheta \,.\, \dot{\psi} = b - K' \operatorname{tang} \vartheta,$$

$$R \ddot{\vartheta} = K \cos \vartheta \,.\, \dot{\psi} - R \sin \vartheta \,.\, \cos \vartheta \, \dot{\psi}^2,$$

R = der Erdradius, ϑ = die Breite, ψ = die Länge,

$$\dot{\psi} = \frac{d\psi}{dt}, \quad \ddot{\vartheta} = \frac{d^2\vartheta}{dt^2}, \quad K = \frac{k^2 \omega}{R}\,^{1}),$$

[1]) K und K' bezeichnen allgemein Konstanten, die in den verschiedenen hier gegebenen Gleichungen verschiedene Bedeutung haben.

Digitized by Google

$k =$ der Drehungsradius (Radius of Gyration) und ω ist die Winkelgeschwindigkeit des Zyklons.

Diese Gleichungen können integriert werden und geben:

$$v_p^2 = (Kb - 2bK')(\vartheta - \vartheta_0) + (KK' + b^2 - K^2)\log\cdot\frac{\cos\vartheta}{\cos\vartheta_0} + 2bK'(\tan\vartheta - \tan\vartheta_0) - \frac{K'^2}{2}(\tan^2\vartheta - \tan\vartheta_0^2)^{1}) \quad . \quad . \quad . \quad (2)$$

Diese Gleichung ist in der Praxis ganz unbrauchbar. Trotzdem können wir diese Schwierigkeit einigermaßen überwinden beim Gebrauch der folgenden Näherungsformel, die ich in „Problem of the cyclone, Monthly Weather Review, Nov. 1903" schon gegeben habe:

$$v_p^2 = K(\vartheta - \vartheta_0) - K'(\vartheta - \vartheta_0)^2 \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (3)$$

wo v_p die polare Geschwindigkeit und ϑ_0 der Anfangspunkt des Zyklons ist.

Wenden wir letztere Formel auf den vorherigen Zyklon an. In der Breite 16° 30′ hatte der Zyklon eine polare Geschwindigkeit von ungefähr $2^1/_2$ engl. Meilen die Stunde. In der Breite 17° 30′ war diese Geschwindigkeit ein wenig mehr als 3 Meilen die Stunde. Nehmen wir 3.1 an. Aus diesen Daten bekommen wir einen Wert 4.5 für K und 0.21 für K'.

Wenn diese Größen genau wären, könnten wir die Bahn ziemlich genau vorherbestimmen, aber, wie gesagt, da die Punkte so nahe aneinander liegen, machen kleine Fehler erhebliche Abweichungen. Beim Einsetzen dieser Größen in die Formel (3) sehen wir, daß der Zyklon nicht über 37° Breite gehen würde. Obgleich außer der kartographierten Bahn keine Auskunft über diesen Zyklon zur Verfügung steht, können wir sagen, daß er keine große Energie hatte, da er diese verhältnismäßig niedrige Breite nicht überschreiten konnte. Also in der Höhe von 37° Breite hat er eine Poinsotsche Bewegung schon erreicht, und ist ohne Zweifel hin und her über diese Breite oszilliert.

Aller Wahrscheinlichkeit nach hat er seinen Lauf über den Ozean in dieser Weise fortgesetzt, bis er sich endlich auflöste.

Mit der Formel können wir leicht ausrechnen, daß die polare Geschwindigkeit ein Maximum in der Nähe von 26° Breite, mit einem Werte von 5 Meilen die Stunde, erreichte. Tatsächlich war die Geschwindigkeit in dieser Breite ein Maximum mit etwa 6 Meilen die Stunde. Wenn wir genauer die horizontale Geschwindigkeit ermitteln wollen, müssen wir die größere Geschwindigkeit, mit der der Zyklon übers Land zieht, in Rechnung bringen.

Unsere Rechnung bezieht sich auf das Zentrum des Zyklons. Da ein Zyklon in der Tat eine breite Scheibe von mehreren hundert Meilen Durchmesser ist, ist es klar, daß unsere Rechnung, wenn sie auch nur annähernd ist, doch einen praktischen Wert hat.

Was für diesen Zyklon gilt, hat bei allen Geltung. Es ist immer in unserer Aufgabe vorausgesetzt worden, daß die Energie des Zyklons konstant bleibt oder wenigstens ziemlich konstant. Dies ist nicht immer der Fall, aber in den schweren Orkanen der niedrigen Breiten wird es sehr häufig so sein, wie schon die Tatsache beweist, daß ihre Bahnen sich meistens ziemlich genau bestimmen lassen. Auf die unregelmäßigen, ausgedehnten Zyklone von höheren Breiten, die wellenförmige Bahnen beschreiben, ist selbstverständlich diese Methode nicht so gut anwendbar.

[1]) Siehe am Ende die Anmerkung zur Gleichung (2).

Digitized by Google

Dagegen glaube ich, daß für die schweren, in den Tropen entstehenden Orkane die Vorausrechnung dieser Bahnen später das übliche Verfahren sein wird.

Näheres über die analytische Mechanik eines Zyklons findet sich in:
Tropical Hurricanes. Bull. of the American Geographical Society. Vol. XXXII, Nr. 3, 1900;
Problem of the Cyclone. Monthly Weather Review. Nov. 1903;
Gyroscopes and Cyclones. American Journal of Mathematics. Vol. XXVIII, Nr. 3, 1906;
The Gyroscope. Popular Astronomy. No. 142, 146, 1907.

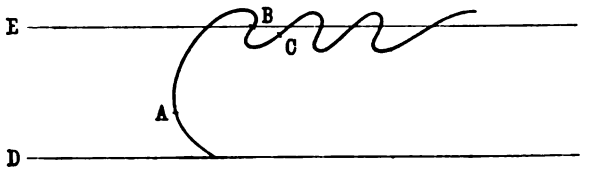
Anmerkung zur Gleichung (2).

Differentiieren wir diese Gleichung nach ϑ und setzen das Ergebnis gleich Null, dann finden wir die Breite, wo die polare Geschwindigkeit ein Maximum erreicht, durch die Bedingung:

$$K'^2 \operatorname{tang}^3 \vartheta - 2\,b\,K' \operatorname{tang}^2 \vartheta + (K\,K' + b^2) \operatorname{tang} \vartheta = K\,b.$$

Es wird im allgemeinen drei reelle Werte von ϑ geben, die diese Bedingung befriedigen können. Diese Breiten entsprechen offenbar den Punkten A, B, C in der Fig. 4.

Fig. 4.



Die Breite für das Gleichgewicht, d. h. die Breite, wo eine Poinsotsche Bewegung erfolgt, wird von der Bedingung

$$\frac{R^2\,\dot{\psi}}{k^2\,a} \cdot \sin \vartheta = 1,$$

im Zusammenhang mit der Gleichung

$$R \cos \vartheta = b - K' \operatorname{tang} \vartheta$$

gefunden.

Setzen wir wie früher, K für $\frac{k^2\,\omega}{R}$, so bekommen wir die Bedingung:

$$K = b \operatorname{tang} \vartheta - K' \operatorname{tang}^2 \vartheta.$$

Zwei Werte von ϑ können diese Gleichung befriedigen. Also es gibt zwei Poinsotsche Breiten für jeden Zyklon, doch wird der Zyklon gewöhnlich in der ersten festgehalten werden, wo er oszillierend bleibt.

Der Einfluß der Großstädte auf die Luftfeuchtigkeit.

Von V. Kremser in Berlin.

Das schnelle Anwachsen der Städte nötigt gegenwärtig viel mehr als früher auf die durch zunehmende Bebauung hervorgerufenen Änderungen der Luftzustände acht zu haben. In dem Maße, wie sich die Städte zu Großstädten entwickeln, müssen sich in den Beobachtungsergebnissen der städtischen meteorologischen Stationen, auf die man aus erklärlichen Gründen zum großen Teile angewiesen bleiben wird, wachsende Unterschiede gegen die freie Umgebung geltend machen. Bei der verhältnismäßig schon großen Zahl solcher Großstadtstationen kann, wenn man nicht auf diese Unterschiede Rücksicht nimmt, die räumliche Verteilung der meteorologischen Elemente in einzelnen Zeitpunkten und schließlich auch das Klimabild eines Landes wesentlich gestört und verzerrt erscheinen — besonders dort, wo die natürlichen klimatischen Verschiedenheiten, wie etwa im norddeutschen Flachlande, an sich geringfügig sind.

Digitized by Google

Bezüglich der Temperatur ist der Stadteinfluß von mehreren Hauptstädten und einer Reihe anderer größerer Orte eingehend nachgewiesen und längst bekannt, der Einfluß auf die Luftfeuchtigkeit aber ist bisher wohl unterschätzt und zu wenig gewürdigt worden. Im folgenden soll daher diese Frage etwas ausführlicher behandelt werden.

Es erscheint selbstverständlich, daß die Erhöhung der Lufttemperatur zwischen den Häusermassen zugleich eine Erniedrigung der relativen Feuchtigkeit bedingt. In welcher Weise sich jedoch die Einwirkung auf den Dampfdruck äußert, läßt sich a priori mit Sicherheit nicht sagen. Die Annahme, daß infolge der höheren Temperatur doch auch die Verdunstung gesteigert werden und dadurch eine, wenn auch geringe Vermehrung des Dampfgehaltes — der sich ja auch im jährlichen Gange der Temperatur völlig anschließt — eintreten müßte, darf nicht als ganz unberechtigt zurückgewiesen werden; die tatsächlichen Beobachtungsergebnisse aber belehren uns eines anderen: allgemein macht sich eine nennenswerte Verminderung des mittleren Dampfgehaltes im Innern der Städte bemerkbar.

Für die vorliegende Frage geeignete Ergebnisse von Beobachtungen an Parallelstationen im Innern und außerhalb großer Städte fanden sich von Paris, Wien und Berlin vor; sie sind freilich von ungleichem Werte, aber zur allgemeinen Beantwortung der Frage wohl ausreichend. Für Paris hat Jaubert[1]) ein- bis zweijährige gleichzeitige Feuchtigkeitsbeobachtungen von mehreren Tagesstunden an der Station Tour St.-Jaques mit denjenigen im Parc St.-Maur verglichen. Für Wien stellte Hann in seiner „Meteorologie von Wien“[2]) die Mittel aus 20jährigen Beobachtungen in der Stadt mit denen aus 30jährigen, aber nicht gleichzeitigen Beobachtungen von der Hohen Warte zusammen. Für Berlin teilte J. Schubert im Jahresbericht des Berliner Zweigvereins der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft von 1905 14jährige, aber zum Teil reduzierte Mittelwerte der Stationen in und um Berlin mit. Die hieraus sich ergebenden Unterschiede zwischen Stadt und Land sind in den ersten Reihen der folgenden Tabelle I angegeben.

Hinzugefügt sind ihnen nun noch die entsprechenden Unterschiede von einigen norddeutschen Orten, nämlich von Trier, Cöln, Breslau und nochmals von Berlin. Letztere beruhen auf den völlig gleichzeitigen Beobachtungen der Station Teltowerstraße und der etwa 10 km nördlich gelegenen Station Blankenburg in den Jahren 1891 bis 1900. Die Abweichungen gegen die Schubertschen Zahlen sind ganz geringfügig und die neuen Werte nur deswegen besonders aufgeführt, um auf die Zugehörigkeit zu den weiter unten gegebenen, auf dem gleichen Zeitraume beruhenden Terminmitteln hinzuweisen, auf die Schubert nicht eingegangen ist.

Die Station Teltowerstraße hat die Thermometer in einem Gehäuse 13 m über dem Erdboden, die Station Blankenburg aber in einer englischen Hütte 2 m über dem Erdboden; die Seehöhe ist bei beiden die gleiche, ungefähr 50 m. Es darf nicht unerwähnt gelassen werden, daß sich in der Nähe von Blankenburg Rieselfelder befinden, die wohl die Feuchtigkeitsverhältnisse örtlich beeinflussen können; da aber die Mittel von Blankenburg mit denen der anderen Stationen um Berlin fast ganz übereinstimmen, wie gleichzeitige Beobachtungsergebnisse zeigen, so sind sie als gültig für die ganze Umgebung anzusehen.

[1]) Annuaire de la société météorologique de France 1894, p. 164 ff.
[2]) Denkschriften der Wiener Akademie, 63. Bd. (Jubelband der Wiener Zentralanstalt.) 1901, S. 27.

Digitized by Google

Die Werte für Trier ergaben sich aus einjährigen (Sept. 1904 bis Aug. 1905) Parallelbeobachtungen im Innern der Stadt am Gymnasium und am Außenrande der Stadt im Versuchsgarten der Provinzial-Wein- und Obstbauschule; die Thermometer waren dort in einem Gehäuse 4.7 m über der Erde, hier in einer englischen Hütte 2 m über der Erde; die Seehöhen sind nahezu gleich, etwa 150 m.

Den Werten für Cöln liegen dreijährige (1903 bis 1905) Parallelbeobachtungen zugrunde. Die alte Station liegt mitten in der Stadt (Huhnsgasse), die Thermometer sind an einem Nordfenster 3.6 m über dem Erdboden angebracht. Die Außenstation liegt bereits jenseits des Rheins auf freiem Gelände in Leverkusen bei Mülheim; die Thermometer befinden sich in einer englischen Hütte, 2 m über dem Erdboden. Die Seehöhen sind annähernd gleich, etwa 50 m.

Für Breslau konnte als Vergleichsstation Liegnitz gewählt werden. Bei der fast 70 km betragenden Entfernung beider Orte wird diese Wahl befremdlich erscheinen. Es ist indessen ihre Lage durchaus gleichartig zu nennen und das dazwischen liegende Gelände ist fast ganz eben, so daß bei der so gleichmäßigen räumlichen Verteilung der mittleren Luftfeuchtigkeit die Entfernung keine nennenswerten natürlichen Unterschiede in den Feuchtigkeitsverhältnissen hervorbringen kann. Die angegebenen Mittel bzw. ihre Differenzen beruhen auf den Beobachtungen von 1896 bis 1905. In Breslau ist die Station mitten in der Stadt an der Universitäts-Sternwarte, die Thermometeraufstellung 29 m über der Straße, 147 m über dem Meere; in Liegnitz liegt die Station am Außenrande der Stadt im Freien, die Fensteraufstellung der Thermometer 6 m über dem Erdboden, 129 m über dem Meere.

Gemäß dieser kurzen Schilderung der Stationsverhältnisse muß zugegeben werden, daß die Beobachtungsresultate den Feuchtigkeitsunterschied zwischen Stadt- und Landluft nicht rein und ungestört zum Ausdruck bringen können, daß vielmehr auch die besondere Lage der Stationen, der Einfluß der verschiedenen Thermometeraufstellung, insbesondere der verschiedenen Thermometerhöhe sich darin ebenfalls geltend machen muß. Außerdem kommt hinzu, daß die verschiedene Sorgfalt der Beobachter und die zum Teil zu kurze, zum Teil ungleiche Beobachtungsdauer ebenfalls die Genauigkeit der Ergebnisse und ihre Vergleichbarkeit beeinträchtigen. Aber wenn auch völlig vergleichbare Daten fehlen, so ist doch das vorhandene Material durch die sich ergebenden allgemein übereinstimmenden Eigentümlichkeiten beweiskräftig genug, und man muß sich daher — wie es ja auch bei den Temperaturunterschieden meist der Fall ist — mit der Ermittelung der Gesamtwirkung aller Faktoren auf die Luftfeuchtigkeit zufrieden geben, bis es durch spezielle Beobachtungen möglich sein wird, die einzelnen Einflüsse getrennt festzustellen.

In der Tabelle I sind nun die Unterschiede der Feuchtigkeitswerte innerhalb und außerhalb der Städte zusammengestellt, und zwar zunächst im Tagesmittel. Diese sind, wie noch zu bemerken ist, aus drei Terminbeobachtungen gebildet, nämlich 9^a, 3^p, 9^p in Paris, 7^a, 1^p, 9^p in Wien, 7^a, 2^p, 9^p an den norddeutschen Orten.

Trotz aller Verschiedenheiten zeigt sich bei allen Orten im wesentlichen Übereinstimmung: die Stadtluft ist fast während des ganzen Jahres absolut und relativ trockener als die Landluft, am bedeutendsten im eigentlichen Sommer, am geringsten in der kalten Jahreszeit. Nur im eigentlichen Winter kehrt sich beim Dampfdruck das Verhältnis mehrfach etwas um, indem dann die Landluft, wenn auch nur um ein Geringes, weniger Wasserdampf als die Stadtluft enthält.

Digitized by Google

Tab. I. Unterschied der Luftfeuchtigkeit: Land — Stadt.
(Tagesmittel.)

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
						a) Dampfdruck (mm).							
Paris . . .	— 0.0	0.1	0.0	0.4	0.6	1.1	1.2	0.8	0.5	0.2	0.0	— 0.1	0.4
Wien . . .	— 0.1	0.0	0.1	0.3	0.0	0.4	0.7	0.4	0.3	0.0	0.3	0.2	0.2
Berlin I . .	— 0.1	— 0.1	0.0	0.3	0.4	0.9	0.8	0.5	0.2	0.1	0.0	— 0.1	0.2
Trier . . .	— 0.1	0.0	0.3	0.9	1.0	1.1	0.5	0.8	0.6	0.3	0.1	— 0.1	0.5
Cöln . . .	0.2	0.2	0.3	0.5	0.7	0.6	0.9	0.5	0.4	0.5	0.3	0.3	0.4
Breslau . .	0.1	0.1	0.2	0.5	0.9	1.0	1.0	0.9	0.7	0.3	0.2	0.1	0.5
Berlin II .	— 0.1	— 0.1	0.0	0.2	0.4	0.8	0.8	0.5	0.3	0.1	0.0	— 0.1	0.2
						b) Relative Feuchtigkeit (Proz.).							
Paris . . .	11?	7	6	1?	8	11	11	12	11	11	8	6	9
Wien . . .	1	1	1	5	5	6	6	5	7	5	4	1	4
Berlin I . .	3	3	4	8	7	10	9	7	7	5	4	3	6
Trier . . .	1	3	7	12	11	10	7	7	8	5	3	2	6
Cöln . . .	3	4	5	6	8	6	8	7	6	6	5	5	6
Breslau . .	3	3	4	7	9	9	8	8	8	6	4	2	6
Berlin II .	2	3	4	7	7	10	9	7	6	5	3	3	6

Im Durchschnitt der norddeutschen Stationen, die einen sehr regelmäßigen jährlichen Gang erkennen lassen, ist auf dem Lande das Jahresmittel des Dampfdruckes um 0.4 mm, das Junimittel um 0.9 mm größer als in der Stadt, und bei der relativen Feuchtigkeit beträgt der Unterschied 6 Proz. im Jahre, 9 Proz. im Juni. Der jährliche Gang der Luftfeuchtigkeit ist demnach in der Stadt gegen den auf dem Lande nennenswert abgeschwächt.

Die angegebenen Zahlen erscheinen an sich nicht gerade groß; sobald man sie aber in Beziehung setzt zu den verhältnismäßig geringen Unterschieden der Luftfeuchtigkeit in der horizontalen Verteilung, dann tritt ihre Bedeutung in das rechte Licht. Zur Verdeutlichung mögen hier aus einer noch nicht veröffentlichten Arbeit über die Luftfeuchtigkeit in Norddeutschland, in der ich langjährige Mittelwerte von 25 gut über das Land verteilten Stationen zusammengestellt habe — diese Mittelwerte zeigen keinen größeren wahrscheinlichen Fehler als $\pm 0{,}1$ mm beim Dampfdruck und ± 1 Proz. bei der relativen Feuchtigkeit —, die größten und kleinsten Normalwerte in der Gesamtheit der Stationen, mit Ausschluß der eigentlichen Gebirgsstationen, für jeden Monat und das Jahr wiedergegeben werden.

Normalwerte der Luftfeuchtigkeit in Norddeutschland.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
						a) Dampfdruck.							
Höchster . .	4.7	4.7	5.0	6.2	7.9	10.1	11.5	11.3	9.9	7.8	6.1	5.1	7.3
Niedrigster .	3.2	3.2	3.8	5.2	6.8	9.4	10.4	10.2	8.4	6.4	4.5	3.4	6.4
Unterschied .	1.5	1.5	1.2	1.0	1.1	0.7	1.1	1.1	1.5	1.4	1.6	1.7	0.9
						b) Relative Feuchtigkeit.							
Höchste . . .	93	91	87	84	81	82	83	82	84	87	90	93	84
Niedrigste .	81	78	73	66	64	65	67	69	72	77	80	82	74
Unterschied .	12	13	14	18	17	17	16	13	12	10	10	11	10

Die normale Verteilung des Dampfdruckes zeigt also für ganz Norddeutschland nur einen Unterschied von höchstens 0.9 mm im Jahre, von 1.7 bis 1.5 mm im Winter, von 1.1 bis 0.7 mm im Sommer. Der Stadteinfluß (s. Tab. I) entspricht sonach im Jahresmittel etwa der Hälfte der durch alle maßgebenden Faktoren auf den Feuchtigkeitsgehalt der Luft im norddeutschen Tieflande hervorgerufenen Wirkung, ja im Sommer, besonders im Frühsommer, kommt er ihr sogar beinahe gleich.

Digitized by Google

Die normale Verteilung der relativen Feuchtigkeit zeigt in Norddeutschland höchstens einen Unterschied von 10 Proz. im Jahre, von 18 Proz. im Frühsommer, von 10 Proz. in den Herbstmonaten. Die durch die Großstädte verursachte Abweichung (s. Tab. I) kommt also im Jahre und in den Sommermonaten der Hälfte der größten Feuchtigkeitsdifferenz gleich, die in der ganzen Erstreckung Norddeutschland überhaupt dem Durchschnitte nach zu finden ist.

Diese Hinweise dürften genügen, den verhältnismäßig bedeutenden Einfluß der Städte auf die Gesamtmittel der Feuchtigkeit zu veranschaulichen und die Mahnung zu sorgsamer Kritik bei allen die Verteilung der Luftfeuchtigkeit betreffenden Fragen zu rechtfertigen. Daß sich bei Einzeluntersuchungen über bestimmte Witterungslagen die Einwirkung unter Umständen noch viel mehr bemerkbar machen kann, ist von vornherein als sicher anzunehmen. Ebenso muß der tägliche Gang wesentliche Modifikationen erfahren; dieser möge an der Hand der Terminmittel näher betrachtet werden.

In Tabelle II sind die Feuchtigkeitsunterschiede von Land und Stadt für die Stunden 7^a, 2^p, 9^p von Berlin und Breslau auf Grund zehnjähriger Beobachtungen angegeben; bei den anderen oben angeführten Orten haben die Unterschiede im

Tab. II. Unterschied der Luftfeuchtigkeit: Land — Stadt. (Terminmittel.)

	Berlin				Breslau			
	7^a	2^p	9^p	Mittel	7^a	2^p	9^p	Mittel
	a) Dampfdruck (mm).							
Januar	— 0.1	— 0.1	— 0.1	— 0.1	0.1	0.2	0.1	0.1
Februar	— 0.2	0.1	— 0.1	— 0.1	0.0	0.3	0.0	0.1
März	— 0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.5	0.2	0.2
April	0.1	0.4	0.2	0.2	0.4	0.9	0.4	0.5
Mai	0.2	0.6	0.4	0.4	0.5	1.4	0.8	0.9
Juni	0.6	1.2	0.8	0.8	0.7	1.4	1.0	1.0
Juli	0.7	1.0	0.7	0 8	0.7	1.4	0.9	1.0
August	0.4	0.7	0.4	0.5	0.7	1.4	0.7	0.9
September	0.1	0.6	0.1	0.3	0.4	1.1	0.5	0.7
Oktober	— 0.1	0.3	0.0	0.1	0.1	0.6	0.1	0.3
November	— 0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.2
Dezember	— 0.1	— 0.1	0.0	— 0.1	0.1	0.1	0.0	0.1
Winter	— 0.1	0.0	0.0	— 0.1	0.1	0.2	0.0	0.1
Frühling	0.1	0.3	0.2	0.2	0.3	0.9	0.5	0 5
Sommer	0.6	1.0	0.6	0.7	0.7	1.4	0.9	1.0
Herbst	— 0.1	0.4	0.0	0.1	0.2	0.7	0.2	0.4
Jahr	0.1	0.4	0.2	0.2	0.3	0.8	0.4	0.5
	b) Relative Feuchtigkeit (Proz.).							
Januar	3	2	3	2	3	2	3	2
Februar	3	1	4	3	2	3	3	3
März	4	2	6	4	3	5	6	4
April	6	4	11	7	4	8	9	7
Mai	4	5	12	7	5	9	12	9
Juni	6	7	15	10	6	8	14	9
Juli	7	7	14	9	6	6	14	8
August	6	4	12	7	5	8	12	8
September	6	4	10	6	6	7	11	8
Oktober	6	3	6	5	5	5	7	6
November	3	3	4	3	4	4	4	4
Dezember	2	3	3	3	3	2	3	2
Winter	3	2	3	3	3	2	3	2
Frühling	5	4	10	6	4	7	9	7
Sommer	6	6	14	9	6	7	13	8
Herbst	5	3	7	5	5	5	7	6
Jahr	5	4	8	6	5	5	8	6

Digitized by Google

wesentlichen denselben Verlauf, zeigen aber wegen des zu kurzen Beobachtungszeitraumes je nach den zufälligen Witterungsverhältnissen noch zuviel Unregelmäßigkeiten, weshalb von ihrer weiteren Berücksichtigung hier Abstand genommen wurde.

Wenn auch die absoluten Werte beider Reihen nicht übereinstimmen, so erkennt man doch, daß, wie im jährlichen Gange, so auch im täglichen Verlaufe der Unterschied zwischen Land und Stadt beim Dampfdruck mit der Temperatur ziemlich parallel geht. Mittags steigt er im Sommer durchschnittlich auf 1.2 bis 1.4 mm an, während er am Morgen und auch am Abend in der kalten Jahreszeit auf Null oder darunter sinkt. Im eigentlichen Winter sind die Werte zu allen Terminen, wie bei den absoluten Werten des Dampfdruckes selbst, ziemlich gleich, in der wärmeren Jahreszeit aber ändern sie sich im Laufe des Tages verhältnismäßig stark, so daß bei dem schwach ausgesprochenen täglichen Gange des Dampfdruckes Land und Stadt andere Formen der Tageskurve zeigen. Im Winter hat zwar bei beiden übereinstimmend der 7^a-Termin den niedrigsten, der 2^p-Termin den höchsten Wert des Dampfdruckes; im Sommerhalbjahr aber fällt auf dem Lande das Minimum ebenfalls auf den 7^a-Termin, in der Stadt dagegen auf den 2^p-Termin, und das Maximum fällt auf dem Lande vorwiegend auf den Abendtermin oder auch, da die Werte wenig verschieden sind, auf 2^p, in der Stadt indessen ausgesprochen nur auf den Abendtermin.

Bei der relativen Feuchtigkeit zeigen sich im Winter die Differenzen der drei Terminwerte (Land — Stadt) nur wenig voneinander verschieden (2 bis 4 Proz.), auch um 7^a und 2^p in der warmen Jahreszeit sind die Werte ziemlich gleich (4 bis 8 Proz.). Dagegen stellt sich für den Abendtermin eine ganz außerordentliche Abweichung heraus: Die Stadtluft ist an den Sommerabenden im Durchschnitt um 12 bis 15 Proz. trockener als die Landluft. Daher ist auch im Jahresmittel um 9^p der Feuchtigkeitsunterschied am größten, um 7^a und 2^p aber fast nur halb so groß. Dies hängt mit dem täglichen Gange des Temperaturunterschiedes zusammen, der auch sein Maximum am Abend und insbesondere an den Sommerabenden erreicht. Bei Berlin betragen z. B. im zehnjährigen (1891/1900) Mittel die Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Land:

	7^a	2^p	9^p	Mittel
Winterhalbjahr	0.9°	0.3°	1.0°	0.8°
Sommerhalbjahr	0.5	0.1	2.0	1.2
Jahr	0.7	0.2	1.5	1.0

Da bei dem nur schwach ausgesprochenen täglichen Gange des Dampfdruckes die Tageskurve der relativen Feuchtigkeit vorwiegend von derjenigen der Temperatur abhängt und mit ihr eine große Amplitude hat, so wird zwar durch den Einfluß der Stadt die Form der Kurve gestört, die Reihenfolge der Terminwerte nach ihrer Größe bleibt jedoch erhalten. Außerhalb und innerhalb der Großstadt hat in allen Monaten der 7^a-Termin den größten, der 2^p-Termin den kleinsten Wert der relativen Feuchtigkeit; nur insofern tritt doch ein charakteristischer Unterschied des täglichen Verlaufes heraus, als im eigentlichen Sommer der 9^p-Wert auf dem Lande dem 7^a-Wert gleich wird oder ihn stellenweise vielleicht gar übertrifft, während er in der Stadt von diesem sich weit entfernt hält.

Die Ergebnisse der Untersuchung kann man folgendermaßen kurz zusammenfassen: Große Städte sind im Durchschnitt nicht unwesentlich trockener als ihre Umgebung, und zwar derart, daß sie in der räumlichen Verteilung der Luftfeuchtigkeit große Störungen hervorzurufen vermögen; von

Digitized by Google

Monat zu Monat folgt der Betrag des Defizits in absoluter und relativer Feuchtigkeit ziemlich genau dem jährlichen Verlaufe der Temperatur; im Laufe des Tages schwankt der Unterschied im Dampfdruck ebenfalls mit der Temperatur, die Verminderung der relativen Feuchtigkeit aber erreicht ihren Höchstwert am Abend.

Nach diesen Feststellungen dürfte es angebracht sein, nunmehr auf die Frage nach den bedingenden Ursachen einzugehen. Die Unterschiede der relativen Feuchtigkeit treten am kräftigsten in Erscheinung; sie sind ohne weiteres, wie schon vorher angedeutet, zu einem großen Teile auf die Temperaturunterschiede und also auf bekannte Ursachen zurückzuführen, zum anderen Teile aber auf die Unterschiede der absoluten Feuchtigkeit. Die Hauptaufgabe besteht nun darin, für die letzteren die zutreffende Erklärung zu finden. Wenn trotz der höheren Temperatur, die doch eine gesteigerte Verdunstung veranlassen müßte, im Innern der Städte vorwiegend eine Verringerung des Dampfgehaltes der Luft sich bemerkbar macht, so müssen eben gleichzeitig andere Faktoren im Spiele sein, welche die Verdunstung wieder wett machen oder von vornherein hemmend wirken.

Es liegt nahe, hierbei an die zahllosen Rauch- und Staubpartikel in und über den Großstädten zu denken, die den Wasserdampf der Luft leicht zur Kondensation bringen und ihn ihrer chemischen Zusammensetzung (Schwefelsäure, Ammoniak, Kohle) gemäß so an sich binden, daß die sie umgebende Luft sozusagen ausgetrocknet wird: der psychrometrisch gemessene Dampfdruck weist dann kleinere Werte auf, während die Gesamtmenge des in flüssigem und dampfförmigem Zustande vorhandenen Wassers größer sein kann. Damit ließe sich gewiß die trotz gesteigerter Verdunstung durchschnittlich größere Trockenheit der Stadtluft gegenüber der Landluft erklären. Mit dieser Erklärung ist aber nicht in Einklang zu bringen der jährliche Gang des Unterschiedes: denn die Menge jener Verunreinigungen der Stadtluft hängt doch naturgemäß von der Heizung ab und müßte mit dieser das Maximum ihrer Wirkung im Winter ausüben, während die Austrocknung der Stadtluft, wie oben gezeigt, im Sommer den größten Wert erreicht.

Es muß daher noch eine andere Ursache bestehen, welche den Dampfgehalt der Stadtluft unmittelbar herunterdrückt. Diese Ursache dürfte in dem Mangel an Bodenfeuchtigkeit zu suchen sein. Während auf dem freien Lande die Niederschläge zum großen Teile einsickern können und wieder allmählich aus dem Erdreich und den auf ihm wachsenden Pflanzen verdunsten, sorgen die städtischen Verwaltungen durch Steinpflaster, Asphalt und Kanalisation für schleunige Abfuhr des Niederschlagswassers, so daß der Boden viel weniger und nur für kürzere Zeit Feuchtigkeit annehmen kann. Demgemäß wird also in der Stadt weniger als außerhalb verdunsten und somit auch der Wasserdampfgehalt der Luft kleiner sein; infolge der Abhängigkeit der Verdunstungsgröße von der Temperatur werden auch die jahres- und tageszeitlichen Unterschiede im Dampfdruck mit der Temperatur schwanken.

Man könnte einwenden, daß dies nur bei stillem oder ruhigem Wetter richtig wäre, daß aber schon bei der gewöhnlichen Windgeschwindigkeit die seitlich an und in die Stadt geführte Luft doch nicht sogleich ihren Feuchtigkeitsgehalt verlieren kann. Hierzu sei bemerkt, daß der Luftstrom nicht als homogene unveränderliche Masse dahinfließt, sondern daß sich in ihm besonders bei Tage auf- und absteigende Bewegungen größerer oder kleinerer Teile geltend machen, die sich gegenseitig

Digitized by Google

durchdringen. Die niedersinkenden Luftfäden bringen aus der Höhe trockenere Luft; die emporsteigenden aber führen durch Verdunstung vom Erdboden feuchtere Luft in die Höhe, wenn eben der Erdboden feucht ist, dagegen weniger feuchte oder ebenso trockene wie die vorher herabgesunkene, wenn es an Bodenfeuchtigkeit mangelt. Infolge dieses Mischungsvorganges muß somit die seitlich herangeführte Luft über dürrem Boden auch bald trockener werden.

Nun ist die Mischung und das Spiel der auf- und absteigenden Luftmassen um so lebhafter, je höher die Luft- und Bodentemperatur ist; also wird auch die Luftfeuchtigkeit in der Stadt zur Zeit des Maximums der Temperatur sich am meisten von jener über dem feuchteren Acker-, Wiesen- und Waldlande unterscheiden müssen. Der vertikale Luftaustausch bleibt zur Sommerszeit in der Großstadt wegen der anhaltenden Erwärmung noch des Abends bestehen (siehe die obigen Angaben über die Temperaturunterschiede S. 211), während außerhalb die Luft gewöhnlich schon zur Stagnation kommt; also wird der Feuchtigkeitsunterschied zu dieser Zeit auch noch ziemlich groß sein und insbesondere sich bei der relativen Feuchtigkeit bemerkbar machen.

Im Winter endlich sind die Vertikalbewegungen der Luft der Regel nach gering und dazu kann die Bodenfeuchtigkeit leicht ein umgekehrtes Verhalten wie im Sommer zeigen. Der größere Mangel an Sonnenschein und die geringere Ventilation zwischen den Häusern der Großstadt bewirken es, daß die schwachen, aber häufigen Niederschläge und Kondensationen, zumal solche in fester Form, den Erdboden in der Stadt viel länger netzen und bedecken, als im Freilande. So kann man z. B. in der kalten Jahreszeit nicht selten bemerken, daß in Berlin die breite, ostwestlich verlaufende Straße Unter den Linden auf der im Schatten der Häuser liegenden Südseite den ganzen Tag über naß oder beeist bleibt, während das Pflaster der Nordseite unter dem Einflusse der Sonnenstrahlung bei klarem Himmel, wie auch noch bei dünnerem Gewölk, bis zur Nacht völlig trocken ist. Es kann daher nicht wundernehmen, daß im eigentlichen Winter der mittlere Feuchtigkeitsgehalt der Luft im Innern der Städte schließlich gleich oder gar größer als im Freien wird.

Die Abänderung der Bodenfeuchtigkeit durch die Häusermassen und durch die städtische Kultur überhaupt vermag also vollständig und in allen Einzelheiten den oben zahlenmäßig festgelegten jährlichen und täglichen Gang des Unterschiedes der Luftfeuchtigkeit in Stadt und Land zu erklären. —

Gegen diese mittleren Differenzen werden selbstverständlich bei besonderen charakteristischen Witterungslagen und in Einzelfällen die Unterschiede beträchtliche Abweichungen zeigen können. Zur Veranschaulichung der Größe dieser Abweichungen, die ja an sich Interesse bietet, und zugleich zur weiteren Begründung der obigen Erklärung mögen einige typische Witterungsperioden auf Grund des Beobachtungsmaterials von Berlin, Innen- und Außenstation, in dieser Beziehung näher untersucht werden.

Heiteres, warmes Wetter ohne Niederschläge muß die Gegensätze zwischen Stadt und Land verstärken. Dies zeigen z. B. die Perioden vom 14. bis 23. August im Jahre 1898 und 21. bis 30. Juli im Jahre 1894, von denen die erstere lebhafte, die letztere nur ganz schwache Luftbewegung hatte. Die Unterschiede Land — Stadt betragen für:

	Dampfdruck (mm)				Relative Feuchtigkeit (Proz.)			
	7^a	2^p	9^p	Mittel	7^a	2^p	9^p	Mittel
14. bis 23. August 1898	0.9	0.8	2.1	1.2	6	1	28	12
21. „ 30. Juli 1894	0.7	1.8	1.9	1.5	4	6	23	11

Digitized by Google

Am auffälligsten ist der abendliche Unterschied, der also selbst im Durchschnitt von 10 Tagen beim Dampfdruck auf 2.1 mm, bei der relativen Feuchtigkeit sogar auf 28 Proz. ansteigen kann. In Einzelfällen sind demgemäß noch stärkere Abweichungen zu erwarten, so daß die Untersuchung der Feuchtigkeitsverhältnisse, z. B. vor Ausbruch eines Gewitters, bei gleichzeitiger Benutzung von Land- und Stadtstationen leicht zu groben Irrtümern und falschen Schlußfolgerungen führen kann.

Bei andauernd trübem, niederschlagsreichem und windigem Wetter werden sich, wie auch die Temperatur sein mag, die Unterschiede verringern, ja vielfach sogar umkehren, da ja der Boden in Stadt und Land gleichzeitig und gleichmäßig feucht ist und bei dem Mangel an Sonnenschein keine schnelle Änderung sich einstellen kann. Dies findet man in folgenden Beispielen (Land — Stadt) bestätigt:

	Dampfdruck				Relative Feuchtigkeit			
	7a	2p	9p	Mittel	7a	2p	9p	Mittel
1. bis 6. Juli 1896	— 0.1	— 0.2	— 0.1	— 0.1	4	7	8	7
21. „ 31. Januar 1897	0.0	— 0.1	0.0	— 0.1	7	5	7	6

Nicht bloß im Winter, sondern auch in der warmen Jahreszeit ist also der Dampfdruck bei der geschilderten Witterung in der Stadt etwas größer, da die höhere Stadttemperatur bei genügender Bodenfeuchtigkeit eben eine größere Verdunstung bedingt. Daß die relative Feuchtigkeit der Stadt dabei nennenswert geringer bleibt, ist eine einfache Folge der höheren Stadttemperatur.

Klares, kaltes Wetter endlich ohne Niederschlag und stärkeren Wind bringt Extreme der Verhältnisse hervor, wie sie oben für den Winter allgemein skizziert wurden. Eine solche Periode war die Zeit vom 19. bis 28. Februar 1892. Sie ergab folgende Unterschiede (Land — Stadt):

	Dampfdruck				Relative Feuchtigkeit			
	7a	2p	9p	Mittel	7a	2p	9p	Mittel
19. bis 28. Februar 1892	— 0.2	— 0.1	— 0.4	— 0.3	3	0	3	2

Der Feuchtigkeitsgehalt der Luft in der Stadt ist bei diesem Zustande infolge der höheren Temperatur andauernd größer als außen und erreicht besonders am Abend einen nennenswert höheren Betrag; der Unterschied der relativen Feuchtigkeit ist infolgedessen nun fast ganz verschwindend.

Diese Beispiele für extreme Zustände stehen gut im Einklange mit unserem Erklärungsprinzip und bekräftigen es. Ein Beispiel indessen, das zu dem gleichen Zwecke ausgesucht wurde und durch den exzessiven Wettercharakter besonders lehrreich sein sollte, schien auffallenderweise der Annahme zu widersprechen. Es betrifft den ungewöhnlich heiteren, heißen und trockenen Sommer 1904 und insbesondere den ganzen Julimonat. Für diesen ergaben sich im Mittel folgende Differenzen (Land — Stadt):

	Dampfdruck				Relative Feuchtigkeit				Temperatur, C°			
	7a	2p	9p	Mittel	7a	2p	9p	Mittel	7a	2p	9p	Mittel
Juli 1904	— 0.1	— 0.1	0.4	0.1	1	— 1	12	4	— 0.1	0.6	— 2.7	— 1.2

Statt einer Verschärfung des Gegensatzes, wie für diesen Witterungscharakter dem Obigen gemäß anzunehmen gewesen wäre, bemerkt man fast völlig gleiche Feuchtigkeitsverhältnisse innen und außen — nur die abendliche relative Feuchtigkeit zeigt einen ansehnlichen Unterschied in dem zu erwartenden Sinne, der aber lediglich auf den großen Temperaturunterschied zwischen Land und Stadt (im Mittel fast 3 Grad) zurückzuführen ist. Der Widerspruch in diesem Ausnahmefalle wird indessen gelöst, wenn man bedenkt, daß durch die ungewöhnlich anhaltende Regen-

Digitized by Google

losigkeit und Hitze eben auch das Erdreich auf dem freien Lande samt seiner Vegetation völlig ausgetrocknet war, daß außen und innen schließlich die gleiche Dürre und somit die gleiche Lufttrockenheit herrschen mußten.

So findet also auch bei den verschiedenen besonderen Witterungslagen, ebenso wie oben für normale Verhältnisse der nicht unbeträchtliche Einfluß der Großstadt auf die Luftfeuchtigkeit im wesentlichen seinen Grund in der durch die Art der Bebauung und der Abführung des meteorischen Wassers abgeänderten Bodenfeuchtigkeit.

Kleinere Mitteilungen.

Sir John Eliot †. Am 18. März starb auf seiner Besitzung zu Bon Porto Cavalaire, Dept. Var in Frankreich, Sir John Eliot, der frühere Vorstand des meteorologischen Amtes in Indien, als Nachfolger von Henry Blanford. Der plötzliche Tod Sir John Eliots ist außerordentlich bedauerlich, nicht bloß wegen der großen Verdienste des Verstorbenen um die Meteorologie, sondern auch wegen des Umstandes, daß Sir John Eliot mit der Bearbeitung eines großen Werkes über die Meteorologie Indiens beschäftigt war, nachdem er vor einigen Jahren den klimatologischen Atlas von Indien zur Publikation gebracht hat. Der Verstorbene hat eine sehr große Anzahl von Abhandlungen publiziert, zuerst Monographien über einige Wirbelstürme der Bai von Bengalen, dann das zusammenfassende Handbuch über die Zyklonen der Bai von Bengalen, ferner über verschiedene Materien in den Indian Meteorological Memoirs. Von diesen letzteren Abhandlungen ist besonders zu nennen die Diskussion der stündlichen Beobachtungen an einer großen Zahl von Stationen in Indien, sowie jener der stündlichen Aufzeichnungen auf dem Agustia Pik und in Trevandrum in Südindien. Eine ganz erstaunliche Leistung liegt in diesen Arbeiten vor, welche bei weitem noch nicht genügend für die Meteorologie ausgebeutet worden sind.

Sir John Eliot war geboren am 25. Mai 1839 zu Lamesby in Durham. Gesundheitshalber nahm er in Indien zu Roorkee eine Professur der Mathematik an der Ingenieurschule an (1869 bis 1872), dann am Muir Central College in Allahabad (1872 bis 1874). In letzterem Jahre wurde er Professor der Physik am Presidency College in Kalkutta und Meteorological Reporter to the Government of Bengal. Im Jahre 1886 nach Blanfords Rücktritt wurde Eliot Met. Reporter to the Government of India und Director General of Indian Observatories, in welcher Stellung er bis zum Januar 1903 verblieb, wo er nach Europa zurückkehrte. In allen diesen Stellungen leistete Eliot hervorragende Dienste für sein Amt wie für die Wissenschaft. J. H.

Das Problem der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer. Der Zweck dieser kleinen Mitteilung ist hauptsächlich, zu einer Diskussion des behandelten Gegenstandes anzuregen [1]).

Die Frage, auf welche ich keine Antwort weiß und keine bisher habe finden können, ist, wie dringt die Sommerwärme in so große Tiefen der stehenden Wasserbecken ein, wie man vielfach annimmt? Diese Frage, die mich seit langem beschäftigt, ist für mich sozusagen akut geworden durch eine Stelle in der neuen Auflage des Handbuches der Ozeanographie von Prof. Krümmel. Auf S. 497 berechnet der Autor den jährlichen „Wärmeumsatz“ im Mittelmeer unter der Annahme, daß die jährliche Wärmeperiode im westlichen Mittelmeere bis zu 300, im östlichen bis zu 500 m eindringt. Da entsteht nun die große Frage, auf welchem Wege die Sommerwärme bis zu dieser Tiefe eindringen kann? Ein Eindringen der Sonnenstrahlung bis zu solchen Tiefen scheint ausgeschlossen zu sein, die Wärmeleitung während eines Halbjahres kommt schon gar nicht in Betracht. Welcher physikalische Vorgang ist denkbar, der die Wärme der Oberfläche in einem Halbjahr bis zu so großen Tiefen vordringen läßt?

[1]) Im Januar 1908 geschrieben, was mit Hinsicht auf neuere Publikationen bemerkt werden muß.

Digitized by Google

Ich sehe keinen anderen Ausweg, als die Annahme des Eindringens der jährlichen Periode bis zu so großen Tiefen zu verwerfen.

Zunächst liegt es nahe, die Ursache der konstanten niedrigen Bodentemperatur am Grunde des Mittelmeerbeckens anderswo zu suchen als in der vertikalen Wärmezirkulation, und sie auf die gleiche Weise zu erklären, wie jene in den Tiefen der Ozeane. Diese niedrige Bodenwärme ist nicht das Ergebnis einer vertikalen Zirkulation des Wassers im Jahreslaufe (wie in den Binnenseen), sondern mehr oder weniger horizontaler Wasserbewegungen, welche die im Winter an den Nordufern des Mittelmeeres erkalteten Wassermassen langsam den tiefsten Stellen des Beckens zuführen. Die Winter sind am Nordrande des westlichen wie des östlichen Mittelmeerbeckens strenge genug, um das Wasser so stark abzukühlen, daß es trotz seines etwas geringeren Salzgehaltes schwer genug wird, um die tiefsten Stellen des Beckens aufsuchen zu können. Die mittlere Januartemperatur von Konstantinopel beträgt 5.2° (ebenso Februar), jene von Athen 8.0°, von Salonik 5.5°, mittlere niedrigste Monatstemperatur 4.9° [1]). In Athen sinkt die Temperatur des Januar und Februar oft unter 6°, zuweilen selbst auf 4.5°. Zu Salonik hatte der Januar 1893 1.3° (Min. — 8.2°), 1894 4.0°, 1905 wieder 1.3°. Bekanntlich hat sich im Januar 1903 die Bucht von Salonik mit Eis bedeckt, allerdings im hintersten Teile mit Brackwasser. Dennoch muß auch das Meerwasser selbst sehr stark abgekühlt worden sein. Wenn über dem Ägäischen Meere sehr strenge Winter im Laufe langer Jahresreihen auch nur einmal eintreffen, so muß sich das in der Temperatur der tiefsten Stellen des östlichen Mittelmeeres auf sehr lange Zeit hinaus fühlbar machen, weil eine abnorme Abkühlung des Meereswassers in solchen Tiefen nur äußerst langsam, wohl nur durch Wärmeleitung von oben, wieder aufgehoben werden kann. Wenn im Winter 1803 das Mittelmeer bei Livorno sich mit Eis bedeckt hat, so könnte das vielleicht noch jetzt auf die Bodentemperatur des westlichen Mittelmeerbeckens von merklichem Einfluß geblieben sein.

Die Bodentemperatur und auch die Temperatur der mächtigen sogenannten invariablen unteren Schicht im Mittelmeer hängt nicht von der vertikalen Zirkulation des Wassers ab, sondern ist ein Produkt der Advektion, der Effekt einer mehr oder minder horizontalen Wasserbewegung von den im Winter stärker erkalteten nördlichen Rändern des Beckens her.

Die Bodentemperaturen im östlichen Mittelmeerbecken sind unabhängig von der lokalen Tiefe, etwa von 1000 m an, und betragen 13.7 bis 13.6° auch an den tiefsten Stellen von mehr als 3000 m (in 4400 und 4080 m wurden 13.5° gemessen), die Temperatur in 200 bis 300 m ist 14.5°, in 500 und 600 m 14.0°, im Ionischen Meere wie südlich von Rhodus.

Einen direkten Beweis dafür, daß die jährliche vertikale Zirkulation des Wassers im östlichen Mittelmeerbecken nicht so weit hinabreichen kann, als man jetzt annimmt, haben wir in den Temperaturen der Wasseroberfläche im Winter. Die vertikale Zirkulation kann ja nur bis zu jener Tiefe hinabreichen, wo wir die Wintertemperatur des Wassers an der Oberfläche antreffen. Eigentlich müssen wir noch eine höher liegende Grenze ansetzen, weil das oben erkaltete Wasser beim Hinabsinken, wegen der Mischung mit dem tieferen wärmeren Wasser, nicht mit seiner ursprünglichen Temperatur unten ankommt.

Nach der Publikation der Deutschen Seewarte: „Luft und Wassertemperatur des Mittelmeeres“ (Annalen, Beilage zu 1905) ist die Wintertemperatur (Januar, Februar, März, der März hat meist die niedrigste Temperatur an der Wasseroberfläche) im Ionischen Meere und in den ägyptischen Gewässern folgende:

Wintertemperatur der Meeresoberfläche. Ionisches Meer:

36° NBr., 17½° EL. . . . . 15.2° 36° NBr., 22½° EL. . . . . 15.7°.

Meer zwischen Kreta und Ägypten:

33° NBr., 22½° EL. . . . 16.0°, 33° NBr., 27.5° EL. . . . 16.4°, 33° NBr., 31° EL. . . . 16.9°

Aus den Karten selbst (die obigen Daten sind der tabellarischen Übersicht entnommen) finde ich

Ionisches Meer,	Luft	14.0°	Wasser . . . . . 14.8°
Kreta-Alexandrien,	„	15.8°	„ . . . . . 16.3°

Nach den Monthly Pilot Charts, North Atlantic and Mediterranean (London Met-Office) habe ich aus den drei Jahren 1904 bis 1906 folgende Mitteltemperaturen abgeleitet:

[1]) In jedem Jahrgange der kälteste Monat genommen.

Digitized by Google

Nördliches Ionisches Meer:		Ägyptisches Meer:	
38½° NBr., 19° EL.	14.3°	32° NBr., 28° EL.	16.2°

Man darf nicht, wie ich es selbst getan habe, die Isothermen quer über die großen Wasserbecken hinziehen lassen, da die „pelagische" Temperatur (Luft und Wasser) im Winter erheblich höher ist als jene an den Rändern.

Im Ionischen Meere unter 36° NBr. wird demnach die vertikale jährliche Zirkulation nur bis zu einer Tiefe hinabreichen können, wo die Temperatur von 15 bis 16° anzutreffen ist, und im Ägyptischen Meere, wo 16 bis 17° erreicht werden.

Um festzustellen, in welchen Tiefen sich die Wintertemperatur der Oberfläche vorfindet, habe ich aus den Temperaturmessungen der Pola-Expedition folgende Mittelwerte für die verschiedenen Tiefen abgeleitet.

8 Reihenmessungen (Juli, August), 37.8° NBr., 18.2° EL. Ionisches Meer.

Tiefe	0	5	10	20	30	40	50	60	70 m
Temperatur	25.5	24.8	24.3	22.5	20.4	18.7	17.1	16.1	15.6°
Tiefe	80	90	100	110	120	130	140	150	160 m
Temperatur	15.3	15.1	14.9	14.75	14.65	14.61	14.55	14.50	14.44°

Für 37 bis 38° geben Tabelle und Karte der Seewarte eine Oberflächentemperatur des Wassers im Winter von 14.8°. Man wird also annehmen dürfen, daß im Ionischen Meere die vertikale Zirkulation rund nur bis zu 100 m hinabreichen kann. Auch die Abnahme der Temperatur von 100 m abwärts spricht dafür, daß die vertikale Zirkulation da ein Ende erreicht hat.

Zur Beurteilung der Temperaturen in größeren Tiefen habe ich noch folgende Mittelwerte berechnet. Die Zahl der Messungen bezieht sich nur auf die Tiefe von 100 m, für die größeren Tiefen liegen weniger, aber ganz übereinstimmende Messungen vor, so daß eine Mittelbildung und ein Vergleich der Resultate mit der Temperatur in 100 m völlig berechtigt erscheint.

Pola-Expedition 1890/91. Ionisches Meer und Meer zwischen Kreta und Ägypten.

			Temperatur in				
Breite	Länge	Zahl	100	200	400	500	600 m
36.6	21.8	6	15 1	14.5	14.1	14.1	14.0
33.4	21.0	8	15.8	14.5	14.3	(13.7)	14.0
35.5	23.3	7	15.5	14.7	14.2	14.0	14.0
32.8	28.0	4	16.3	14.7	14.2	14.1	13.8
			Mittel (aus den Summen):				
34.5	23.0	25	15.6	14.6	14.2	14.0	14.0

Pola-Expedition 1892. Östliches Becken:

Breite	Länge	Zahl	100	200	300	500	600 m
33.2	33.8	6	17.5	16.0	14.7	14 1	13.9
35.8	31.6	6	16.6	15.2	14.5	—	13.9

Vielleicht sind auch noch folgende, nur probeweise aus unvollständigen Reihen abgeleitete Mitteltemperaturen von einigem Interesse:

Breite	Länge	Zahl	Temp. 100 m	Zugehörige Temperaturen in verschiedenen mittleren Tiefen			
38.6	19.9	7	14.7°	13.9°	580 m	13.7	1880 m
35.7	22.2	5	15.4	13.9	840	13.5	2130
35.4	21.9	8	15.4	13.9	1100	13.7	2730
33.1	20.9	10	15.7	13.8	780	13.6	1600

Wir ersehen aus dieser kleinen Tabelle, daß bei 100 m etwa schon die Wintertemperatur der Oberfläche erreicht oder (sit venia verbo) unterschritten wird. Die vertikale Zirkulation reicht also im Ionischen Meere und auch noch weiter nach Osten nur bis zu etwa 100 m.

Meer südlich von Cypern, 33.2° NBr., 34° EL. 8 Messungsreihen:

Tiefe	0	10	20	30	50	60	70	80	100	200	500 m
Temperatur	27.8	27.5	27.3	25.8	21.1	19.8	18.8	18.0	17.6	15.8	(14.1)°

Digitized by Google

Auch hier reicht die vertikale Zirkulation im Winter wohl nur bis zu 110 m, denn die Oberflächentemperatur zu dieser Jahreszeit kann nach früherem auf 17.2° angesetzt werden. Von einer vertikalen Zirkulation bis zu 500 m, ja selbst bis zu 200 m, kann keine Rede sein.

Ich meine somit, daß man als untere Grenze für die vertikale Zirkulation im östlichen Mittelmeerbecken 100 m oder wenig darüber ansetzen darf.

Wir hätten demnach drei Temperaturschichten zu unterscheiden:

1. Oberfläche bis zu rund 100 m. Vertikale Temperaturverteilung infolge der jahreszeitlichen vertikalen Zirkulation (Konvektion).
2. Von etwa 500 m bis zum Boden (also in einer stellenweise 2000 bis 3500 m mächtigen Schicht) herrscht eine fast konstante Temperatur von 14 bis 13.5° als Produkt der Temperatur „Advektion" mit vielleicht säkularen Schwankungen der Temperatur.
3. In der Zwischenschicht von rund 100 bis 500 m und tiefer hinab ist die Temperaturschichtung eine Folge der Wärmeleitung, die hier seit Jahrhunderten oder Jahrtausenden vor sich gegangen.

Von der Wirkung anderer (meist mehr lokaler) Ursachen auf die vertikale Temperaturverteilung, wie horizontale Zirkulationsströmungen [1]), Windstau usw., muß ich absehen. Sie können natürlich das obige schematische Bild örtlich wesentlich modifizieren.

Wenn wir die jahreszeitliche vertikale Zirkulation auf eine rund 100 m mächtige Schicht beschränken dürfen, so werden die physikalischen Schwierigkeiten einer Erklärung derselben ziemlich beseitigt, namentlich im Salzwasser [2]). Die oberflächliche Verdunstung und starke Konzentration desselben in dem regenlosen Sommer des Mittelmeergebietes wird (ganz besonders im Osten und in der Nähe der afrikanischen Küsten) eine vertikale Zirkulation ins Spiel treten lassen, durch welche das warme, aber salzreichere Oberflächenwasser in Tiefen mit niedriger Temperatur gelangen und so die Sommerwärme dorthin vordringen lassen kann.

Dürfen wir die jahreszeitliche vertikale Zirkulation mit rund 100 m begrenzen, so wird natürlich dadurch der sogenannte jährliche Wärmeumsatz geringer ausfallen. Wir erhalten für das Ionische Meer:

Schicht	0/10	10/20	20/30	30/40	40/50	50/60	60/70	70/80	80/90	90/100	100/110 m
Mittl. Temp. . .	24.8	23.4	21.4	19.6	17.9	16.6	15.8	15.4	15.2	15.0	14.8°

Wintertemperatur des Wassers an der Oberfläche 14.8°.

Die mittlere Abkühlung der 100 m mächtigen Schicht beträgt daher 3.71°, somit die Wärmeabgabe 371000 kg-Kalorien pro Quadratmeter, oder richtiger mit der spezifischen Wärme des Meerwassers von 37.5 Promille Salzgehalt gerechnet, d. i. 0.928, 344300 Kalorien. In ähnlicher Weise berechnet sich der jährliche Wärmeaustausch im Meere südlich von Rhodus zu 425600 kg-Kalorien pro Quadratmeter [3]).

Wärmebewegung in der täglichen Periode. Etwas klarer liegen die Verhältnisse des Eindringens der täglichen Periode der Wärmeschwankung. Aimé und Knott haben die Tiefe, bis zu welcher die tägliche Wärmeschwankung im Mittelmeere eindringt, übereinstimmend zu rund 20 m gefunden. Die Arbeit des schottischen Physikers scheint selbst Krümmel unbekannt geblieben zu sein, und es dürfte deshalb nicht überflüssig erscheinen, ihre Ergebnisse, wohl die zuverlässigsten, die wir über diesen Gegenstand besitzen, hier anzuführen [4]). Sie gründen sich auf die Temperaturmessungen der Pola-Expedition im östlichen Mittelmeere. Schon Buchan hat selbe zur Beantwortung der vorliegenden Frage verwendet, und für die Tiefe des Eindringens mehr als 30 m gefunden, was aber, wie Knott hervorhebt, einen täglichen Wärmezufluß von seiten der Sonne voraussetzt, der nicht vorhanden ist [5]). Die Temperaturmessungen auf der Pola-Expedition sind leider

---

[1]) Da die Temperatur im gleichen Niveau, z. B. in 100 m, im SE des Mittelmeeres im Winter etwa 17.5°, im NW etwa 15.5° beträgt, so müssen schon aus diesem Grunde langsame horizontale Strömungen entstehen. Aber schon in 400 m ist der Unterschied sehr gering.

[2]) Man sehe die inzwischen erschienene Abhandlung: Wilh. Schmidt, Absorption der Sonnenstrahlung im Wasser. Sitzungsber. d. Wien. Akad. 117, Februar 1908.

[3]) Bis 110 m mit einer Wintertemperatur der Oberfläche von 17.2° gerechnet.

[4]) Ocean Temperatures and Solar Radiation. Proc. R. Soc. Edinburgh XXV, Fbr. 1904.

[5]) A. Buchan, Diurnal Range of summer temperature of the Levante. British Assoc. 1903, S. 578. „In den Sommermonaten dringt die Sonnenwärme (täglich) bis zu etwa 150 (engl.) Fuß." — Die von Buchan berechneten täglichen Amplituden geben eine mittlere tägliche Temperaturänderung bis zu 45.7 m Tiefe von 0.267, was einem täglichen Wärmeumsatz von 12220 Kal. gleichkommt, für welchen die Insolation bei weitem nicht zureicht.

Digitized by Google

ohne Rücksicht auf das vorliegende Problem ausgeführt worden. Knott findet aber doch 19 (bis 27) Stationspaare, deren Morgen- und Abendtemperaturen zu einer Berechnung des Eindringens der täglichen Periode geeignet erscheinen. Die mittleren Temperaturen in verschiedenen Tiefen und (25 Reihentemperaturen) die täglichen Temperaturschwankungen in denselben (Mittel von 19 Paaren) sind:

Östliches Mittelmeer. 32.4° NBr., 34.2° EL. Mittl. Datum 18. September:

Tiefe	0	2	5	10	20	30	50	70	100 m
Temperatur	27.3	27.1	27.0	26.85	26.0	23.9	20.0	18.3	17.05°
Tägl. Amplitude	0.48	0.37	0.29	0.22	0.09	— 0.08	— 0.09	— 0.18	— 0.11
Wahrscheinlicher Fehler	± 0.06	0.06	0.06	0.09	0.12	0.17	usw.		

Für Tiefen größer als 20 m läßt sich ein Einfluß der Sonnenstrahlung nicht mehr konstatieren, selbst ein Eindringen bis zu dieser Tiefe bleibt etwas zweifelhaft.

Die Differenzen bis zu 20 m geben die Gleichung

$$\Delta t = 0.42 - 0.018\,x.$$

27 Stationspaare gaben Knott fast dasselbe Resultat:

$$\Delta t = 0.47 - 0.02\,x.$$

Die Integration dieser Gleichungen gibt 4.9° und 5.5° als mittlere tägliche Temperaturänderung (Erwärmung) der ganzen Wasserschicht. Die Multiplikation mit 1000 liefert dann 4900 und 5500 kg-Kalorien pro Quadratmeter oder 490 und 550 g-Kalorien pro Centimeter als Betrag des täglichen Wärmeaustausches im östlichen Mittelmeer im September[1]. Geht man nur bis 10 m, so erhält man 390 Kalorien. Knott nimmt 450 ± 50 als wahrscheinlichen Wert des täglichen Wärmeaustausches im September und vergleicht dann diesen Betrag mit der Wärmezufuhr durch die Sonnenstrahlung unter 33° NBr. im September, welche er mit Langleys Solarkonstante 3 zu 700 Kalorien (g/cm^2) findet. Er schließt hieraus, daß ungefähr zwei Drittel der Sonnenstrahlung zur täglichen Erwärmung des Wassers bis zu 20 m verwendet werden. Die diffuse Wärmestrahlung der Atmosphäre ist aber dabei nicht berücksichtigt.

Bemerkenswert ist in obiger Zahlenreihe der Temperaturen in verschiedenen Tiefen, daß die sog. Sprungschicht hier zwischen 20 und 30 m liegt, tiefer als in den Süßwasserseen Mitteleuropas.

Folgende Vergleiche sind noch von Interesse. J. Schubert hat den täglichen Wärmeaustausch im Paarsteiner See, 53° NBr., (Ende August bis Anfang September) zu 440 g-Kalorien pro Quadratcentimeter gefunden, also fast so groß, wie Knott für das Mittelmeer unter 33° NBr. Schubert bemerkt aber, daß im ersteren Falle auch die auf dem Lande erwärmten, über den See streichenden Luftströmungen in Betracht kommen sowie die größere Abkühlung bei Nacht. Die Zahl für das Mittelmeer ist wohl als eine untere Grenze anzusehen, jene für den Paarsteiner See als eine obere Grenze. Die von Krümmel (l. c. S. 389) mitgeteilten Temperaturmessungen von Aimé im westlichen Mittelmeer am Morgen und Abend (April 1844) geben einen täglichen Wärmeaustausch von etwa 510 g-Kalorien pro Quadratcentimeter (5100 kg pro Quadratmeter). Das stimmt somit alles der Größenordnung nach recht gut überein, besonders wenn man die von Knott aus 27 Stationspaaren berechneten Ergebnisse, d. i. 550 g-Kalorien pro Quadratcentimeter, adoptiert.

Der jährliche Wärmeumsatz im Comosee. Zum Vergleich mit den Verhältnissen im Mittelmeere, die vorhin erörtert worden sind, mögen die nachstehenden Daten vielleicht nicht unwillkommen sein.

In den Rendiconti del Reale Istitute Lombardo finden sich Temperaturmessungen in den verschiedenen Tiefen des Comosees von Michele Cantone und Carlo Somigliana. Die Reihentemperaturmessungen wurden zu Carena monatlich einmal vorgenommen. Ich habe aus sechs Jahrgängen (1900 bis 1905) die folgenden Mittelwerte für die extremen Monate abgeleitet:

[1] Nähme man Rücksicht auf die spezifische Wärme des Meerwassers bei rund 3.75 Proz., so müßte man wie oben mit 0.928 multiplizieren, statt mit 1000, was aber bei der Unsicherheit des Resultates überflüssig erscheint.

Digitized by Google

Tiefe	0	5	10	20	30	50	70	100	200	400 m
					Mittlere Temperatur:					
August	22.9	21.8	19.9	14.2	9.4	7.6	7.3	7.08	6.83	6.64°
Februar	7.3	7.3	7.2	7.1	7.1	7.0	7.0	6.97	6.76	6.64

Geht man mittels einer kleinen Interpolation bis zu 150 m, wo die Temperaturdifferenz kein $^1/_{10}{}^0$ mehr beträgt, so erhält man als jährlichen Wärmeumsatz im Comosee 338500 kg-Kalorien pro Quadratmeter [1]) (bis 100 m 334600).

Vergleicht man die konstante Temperatur in 400 m mit der mittleren Lufttemperatur des Winters von Villa Carlotta 3,7° (Januar 2.5°), so erscheint dieselbe um 2.9° höher. Die Differenz gegen die „pelagische" Wassertemperatur ist wahrscheinlich Null (beim viel größeren Genfer See beträgt die Temperaturdifferenz Wasser-Luft nach Forel im Wintermittel 4,8°). Die mittlere Wintertemperatur der Wasseroberfläche des mittleren Seebeckens dürfte somit 6.6° sein, das wäre 3° höher als die Lufttemperatur, was nach den Verhältnissen am Genfer See auch sehr wahrscheinlich ist. J. Hann.

Hann: Die tägliche Variation der Windstärke auf den Berggipfeln in Südindien in ihrer Beziehung zu der täglichen Luftschwankung [2]). Der Verfasser hat den täglichen Gang der Windstärke auf dem Dodabetta Pik, 11° 32′ NBr., 2633 m, und auf dem Kodaikánal-Sonnenobservatorium, 10° 40′ NBr., 2343 m, für die einzelnen Monate berechnet aus vier und sechs Jahrgängen von Registrierungen.

In den Ergebnissen fällt sogleich in die Augen, daß beim Eintritt und während der Dauer des Südwestmonsuns die Epoche des Maximums der Windstärke auf beiden Gipfeln mit der größten Regelmäßigkeit von rund 10^h vormittags um 7 bis 8 Stunden in die Nacht zurückspringt. In ähnlicher Weise geht auch das Nachmittagsminimum der Windstärke von 5 bis 6^p auf den Mittag zurück. Während acht Monaten, von Oktober bis Mai (Nordostmonsun), tritt das Maximum der Windstärke konstant um 9 bis 10^h vormittags ein, springt aber im Juni mit dem Westmonsun sogleich auf 4 bis 1ª zurück, um beim Beginn des Nordostmonsuns im Oktober wieder sprungweise auf 9 bis 10^h vorzurücken.

	Dodabetta		Kodaikánal	
	Windstärke in m/sec	Eintritt des Maximums	Windstärke in m/sec	Eintritt des Maximums
Nordostmonsun Januar/Mai	4.3	9^a	5.1	11^a
Südwestmonsun Juni/September . . .	11.2	12$^1/_2$ nachts	6.8	4 nachts
Nordostmonsun Oktober/Dezember . .	3.7	8$^1/_2$	5.2	10$^1/_2$

Um die Ursache dieser auffallenden Erscheinung aufzufinden, unterzieht der Verfasser alle den Monsunwechsel begleitenden meteorologischen Erscheinungen einer eingehenden Untersuchung und bearbeitet die Ergebnisse der Windregistrierungen nach verschiedenen Methoden. Schließlich gelangt er dazu, in der doppelten täglichen Barometerschwankung die wahrscheinliche Ursache des Zurückspringens der Epoche des Windstärkemaximums beim Eintritt des Südwestmonsuns zu suchen. Schon in den stündlichen mittleren Windstärken zeigt sich namentlich während der Periode des Nordostmonsuns, Oktober bis Mai, eine doppelte tägliche Periode, welche in den Phasenzeiten mit der doppelten täglichen Barometerschwankung nahe übereinstimmt.

Ein merklicher Einfluß der doppelten täglichen Barometerschwankung auf den täglichen Gang der Windstärke war deshalb von vornherein kaum anzunehmen, da die Luftdruckdifferenzen (der Gradient) hierfür zu klein zu sein scheinen (er beträgt etwa 0.0166 mm). Überdies wird dieser Einfluß durch Interferenz mit einer ganztägigen Periode der Windstärke geschwächt und zum Teil unterdrückt. Der Verfasser wendet deshalb in sehr ausgiebiger Weise die harmonische Analyse auf den täglichen Gang der Windstärke, des Luftdruckes und der Temperatur an, sowie auf die stündlichen Änderungen dieser Elemente und so gelingt es ihm schließlich, die obigen Eigentümlichkeiten der täglichen Periode der Windstärke als eine Wirkung der doppelten täglichen Barometerschwankung klarer zur Darstellung

[1]) Natürlich dürfte man diese Zahl nicht ohne weiteres mit dem Flächeninhalt des Comosees multiplizieren, um die totale Wärmeabgabe dieses Sees zu erhalten, sie gilt nur für die Fläche, wo die Tiefe wenigstens bis zu 150 m etwa reicht.

[2]) Vorläufige Anzeige einer in der Sitzung der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien vom 2. April vorgelegten Abhandlung, die in den Sitzungsberichten publiziert werden wird.

Digitized by Google

zu bringen. Es gelingt dies durch Unterscheidung der verschiedenen Wirkung des täglichen Barometerganges auf die herrschende Windrichtung, ob Ost oder West.

Die von Ost nach West die Erde umkreisenden doppelten täglichen Luftdruckwellen wirken auf die Ostwinde und auf die Westwinde in verschiedener Weise ein. Das herankommende nächtliche Barometerminimum verstärkt die Westwinde und schwächt die Ostwinde, das Vormittagsmaximum schwächt in analoger Weise die Westwinde und verstärkt die Ostwinde und dies wiederholt sich in der zweiten Tageshälfte. Hierin liegt der Schlüssel zur Erklärung des Zurückspringens des Maximums der Windstärke vom Vormittag 9 bis 10^h während des Nordostmonsuns auf die Nachtstunden beim Südwestmonsun. Die folgende kleine Tabelle bringt diese Verhältnisse klarer zur Darstellung.

Unterschiede in den stündlichen Änderungen der Windstärke cm/sec beim Ostmonsun und Westmonsun

	Dodabetta 11°4 NBr., 76.8° EL. 2634	Kodaikánal 10°2 NBr., 77.5° EL. 2343	Mittel
	Westmonsun — Ostmonsun		
Mittn.	— 4	— 2	— 3
1	— 1	4	2
2	1	11	6
3	0	11	5
4	6	7	0
5	— 14	— 3	— 8
6	— 25	— 14	— 20
7	— 38	— 26	— 32
8	— 45	— 35	— 40
9	— 45*	— 35*	— 40*
10	— 41	— 29	— 35
11	— 26	— 17	— 22
Mittag	— 8	1	— 4
1	11	15	13
2	30	30	30
3	43	36	40
4	49	37	43
5	47	31	39
6	38	18	28
7	27	6	16
8	14	— 7	4
9	3	— 11	— 4
10	— 5	— 15*	— 10*
11	— 5*	— 11	— 8
Mittel	22	17	19

Luftdruck täglicher Gang

	Dodabetta 2634 560.7	Agustia Pik 1890 611.9	Stündliche Änderungen Mittel
Mittn.	12	18	— 32
1	— 21	— 22	— 36*
2	— 55	— 56	— 35
3	— 76	— 74	— 19
4	— 82*	— 75*	— 3
5	— 65	— 58	16
6	— 34	— 25	32
7	10	15	42
8	52	57	43
9	84	86	30
10	102	95	13
11	85	79	— 16
Mittag	55	42	— 34
1	13	— 2	— 44*
2	— 29	— 42	— 41
3	— 51	— 69	— 25
4	— 62*	— 78*	— 10
5	— 50	— 67	12
6	— 34	— 39	21
7	— 6	— 2	33
8	22	36	33
9	46	62	24
10	54	68	9
11	44	51	— 15
Mittel	48	51	26

Die Gleichungen des täglichen Ganges sind:

I. Stündliche Änderungen der Windstärke in cm/sec:

$$24.6 \sin (179^0 + x) + 23.2 \sin (350^0 + 2x).$$

II. Täglicher Gang des Luftdruckes im Mittel. Amplituden in Hundertstel des Millimeters:

$$17 \sin (289^0 + x) + 76 \sin (155^0 + 2x).$$

III. Stündliche Änderungen des Luftdruckes:

$$5 \sin (9 + x) + 40 \sin (230^0 + 2x).$$

Die Tabelle zeigt zunächst: Die beiden Barometerminima bei Nacht und am Nachmittag verstärken den Westwind, die beiden Maxima $9/10^h$ vormittags und abends schwächen ihn ab.

Die Gleichung dieser Unterschiede in dem täglichen Gange ist die der umgekehrten Barometerkurve in der halbtägigen Schwankung. Die Phasendifferenz beträgt 15^0, das ist eine halbe Stunde, um welche die Änderungen der Windstärke sich verspäten.

Das halbtägige Glied hat seine Maxima um $3^1/_2{}^h$ morgens und nachmittags und seine Minima um $9^1/_2{}^h$ morgens und abends. Das ganztägige Glied hat den Charakter einer einfachen thermischen Druckschwankung. Die beiden Gipfel stimmen hierin vollkommen überein.

Gegenüber den stündlichen Änderungen des Luftdruckes hat das erste ganztägige Glied 170^0 Phasendifferenz, also umgekehrte Extreme, das zweite zwar die gleichen umgekehrten Extreme, aber mit einer Phasendifferenz von fast zwei Stunden, um welche Zeit die Änderungen vorausgehen.

Digitized by Google

Die Ostwinde verhalten sich natürlich umgekehrt, die Differenzkurve E—W entspricht der direkten doppelten Barometerschwankung.

Wendet man die bekannte Gleichung

$$v = \frac{6.36\,\Delta B}{\sin\varphi} \cdot \frac{760}{b}\ \text{m/sec}$$

auf Dodabetta Pik an, setzt $\varphi = 11^{0}4$, $b = 562$ mm, so erhält man $v = 43.55\,\Delta B$ m/sec und es gibt also $\Delta B = 0.01$ noch $v = 43.6$ cm/sec, wodurch der Einfluß der täglichen Luftdruckwellen auf die täglichen Änderungen der Windstärke auf den südindischen Berggipfeln sich erklärt.

Der Verfasser behandelt dann auch auf Grund der bei den südindischen Gipfelstationen gewonnenen Erfahrungen den täglichen Gang der Windstärke auf den Berggipfeln der gemäßigten Zone. Er benutzt dazu nicht bloß alle schon vorliegenden Beobachtungsergebnisse, sondern fügt auch neue hinzu, indem er die Windstärkeregistrierungen auf der Bjelasnica, auf dem Puy de Dôme und auf dem Pic du Midi berechnet, sowie auch weitere fünfjährige Registrierungen auf dem Obirgipfel und auf dem Sonnblick. Die Ergebnisse werden der harmonischen Analyse unterworfen und eingehend diskutiert.

Auch auf den Berggipfeln der höheren Breiten zeigt sich ein Einfluß der täglichen Barometerschwankung auf die täglichen Variationen der Windstärke. Die Gleichungen der stündlichen Änderungen für beide Elemente sind:

$$\text{Windstärke } 22.0 \sin(172^{0}4 + x) + 8.8 \sin(4^{0}0 + 2x)\ \text{cm/sec}$$
$$\text{Luftdruck } 0.07 \sin(282.8 + x) + 0.11 \sin(196.5 + 2x)\ \text{mm}.$$

Windstärkeänderungen und Luftdruckänderungen befolgen in der halbtägigen Periode den entgegengesetzten Gang (wie in Indien beim Westmonsun). Die berechneten Werte sind:

Mittn.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Luftdruck, Hundertelmillimeter:											
− 3.0	− 7.7	− 10.4*	− 8.1	− 7.4	− 2.5	3.0	7.7	10.4	8.1	7.4	2.5
Windstärke cm/sec:											
0.6	4.9	7.9	8.8	7.3	3.9	− 0.6	− 4.9	− 7.9	− 8.8*	− 7.3	− 3.9

Unter 47° Breite in Sonnblickhöhe entspricht einem Gradienten von 0.01 mm eine Windgeschwindigkeit von rund 13 cm/sec, 0.11 mm stündliche Luftdruckänderung entspricht aber einer Druckdifferenz von 0.0104 mm pro Grad, somit ist obiges Resultat (die umgekehrte Luftdruckkurve) mit den dynamischen Gleichungen nicht im Widerspruch.

Die Haupterscheinung bei der täglichen Periode der Windstärke auf unseren Berggipfeln ist die ganztägige Periode mit einem Maximum in der Nacht und einem Minimum um Mittag. Deren Ursache ist die tägliche Erwärmung der Luftschichten unterhalb. Die Senkung der Flächen gleichen Druckes in der Nacht steigert die Windstärke, die Hebung derselben in den Vormittagsstunden bis und über Mittag hinaus dämpft die Windstärken.

Diese ganztägige Periode unterliegt, wie zu erwarten, stärkeren lokalen Einflüssen, so daß ihre Beziehung zu der ganztägigen „thermischen" Druckwelle in der Höhe nicht genügend rein zutage tritt[1]). Die kleinere doppelte tägliche Periode der Windstärke dagegen entspricht ziemlich genau der umgekehrten doppelten täglichen Luftdruckschwankung in der entsprechenden Höhe.

Einfluß der Mitteltemperatur einer Luftsäule auf den Luftdruck an der Basis der Säule. In Bd. LXXX der Denkschriften der Wiener Akademie der Wissenschaften findet sich eine Arbeit, die den Transport kalter Luftmassen über die Zentralalpen behandelt. In dieser Arbeit habe ich unter anderem den Nachweis versucht, daß die Keile hohen Luftdruckes auf der Nordseite der Alpen nicht ein Effekt dynamischer, sondern thermischer Ursachen sind, daß es sich nicht um eine Stauung bewegter Luft durch die Alpenkette, sondern um die Ausfüllung einer betrachteten Luftsäule mit kälterer Luft handle. Professor

[1]) Es muß noch bemerkt werden, daß der Verfasser natürlich auch die naheliegende Frage des Einflusses eines Luftaustausches der unteren und oberen Schichten, wie auf dem Eiffelturm, untersucht hat. Aber sowohl die Beobachtungsergebnisse wie eingehende Überlegungen sprechen nicht dafür, daß dieser Einfluß auf den Berggipfeln eine erhebliche Rolle spielt.

Digitized by Google

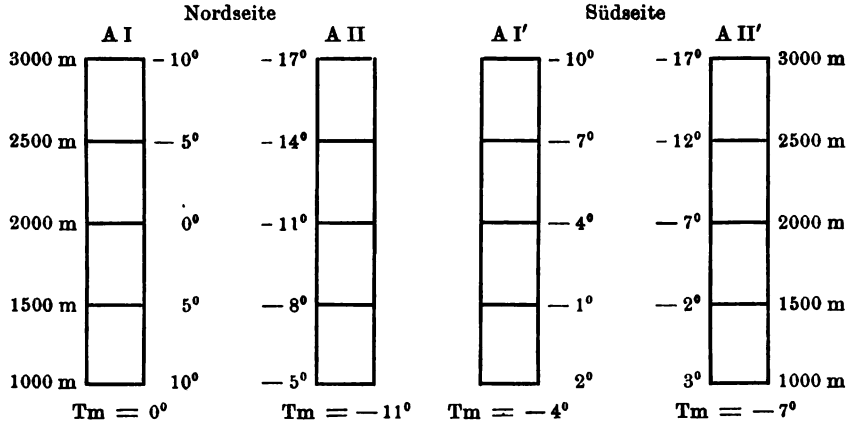
Trabert hat in Heft 1, 1908 der Met. Zeitschr. auf dieses Resultat Bezug genommen und hat das gleiche für die Keile hohen Druckes südlich der Alpen nachgewiesen.

Nun ist es eine bekannte Erscheinung, daß die Ausbildung eines Keiles hohen Druckes für die nordalpinen Stationen nicht immer mit Abkühlung verbunden ist. Es gibt sogar Fälle, wo die Ausbildung eines solchen Keiles mit Erwärmung verbunden ist. Vielleicht gibt es sogar Stationen, wo diese Keile im Winter häufiger Tauwetter bringen als Abkühlung.

Dieser Umstand, der einen gewichtigen Einwand gegen die erwähnte Ansicht bilden könnte, war mir bei Niederschrift jener Arbeit wohl bekannt. Da ich aber bei der Behandlung dieser Kälteeinbrüche für die Nordseite der Alpen eine Station (Bucheben) benutzte, die 1200 m hoch lag, fand ich nur einen Fall, in dem bei einem Keile hohen Druckes Erwärmung in Bucheben aufgetreten ist. Hätte ich eine tiefer gelegene Station benutzt, so wäre mir der Fall einer Erwärmung bei steigendem Drucke wahrscheinlich öfter vorgekommen. Der erwähnte einzelne Fall trat vom 15. bis 16. Dezember 1902 ein und ist in jener Arbeit an letzter Stelle behandelt und da nur sehr kurz. Nachdem nun offenbar die Tendenz besteht, auch kleinere Luftdruckgebilde, wie eben solche Keile hohen Druckes, dynamisch zu erklären, könnte jemand leicht eine Reihe derartiger Fälle zusammenstellen, dieselben meiner Ansicht entgegenhalten und mir den Vorwurf machen, ich hätte nur jene Fälle ausgewählt, die meine Ansicht bestätigen, die widersprechenden aber ignoriert.

Dieser Einwurf wird gegenstandslos, wenn man den gleichzeitigen Temperaturgang auf hohen Bergen betrachtet und findet, daß bei den Keilen hohen Luftdruckes unter Umständen in der Tiefe Erwärmung eintritt, in der Höhe jedoch Abkühlung. Da ich in der Meteor. Zeitschr. bisher über jene Arbeit keine Mitteilung gemacht habe, ist es vielleicht nicht wertlos, wenn ich kurz skizziere, wie diese Kälteeinbrüche, die Keile hohen Luftdruckes bewirken, gewöhnlich vor sich gehen, um dann den abweichenden Fall vom 15. bis 16. Dezember 1902 auseinanderzusetzen.

Temperaturschichtung vor und nach einem Kälteeinbruche auf der Nord- und Südseite der Alpen.



Im Sonnblickgebiete bestehe z. B. auf der Nordseite die in A I angegebene Temperaturschichtung zwischen 1000 m und 3000 m. Indifferentes Gleichgewicht, Temperaturabnahme 1° pro 100 m bei durchwegs südlichen Winden, d. h. auf der Nordseite der Alpen herrscht Föhn. Die Mitteltemperatur der Luftsäule ist 0°. — Ein ähnlicher Zustand geht den Kälteeinbrüchen auf der Nordseite zumeist voraus; er findet ein Ende, wenn auf der Rückseite einer Depression kalte Luft aus N oder NW kommt. Die Temperaturschichtung in der kalten, gegen die Alpen strömenden Luft sei die in A II angegebene: Temperaturgradient 0.6°, Mitteltemperatur der Säule zwischen 1000 m und 3000 m — 11°.

Diese kalte Luft schiebt sich keilförmig unter die warme Strömung. Zuerst tritt in der Tiefe Temperatursturz mit Windwechsel ein. Die kalte Luft schwillt über einem bestimmten Orte auf der Nordseite der Alpen immer mehr in die Höhe und erreicht dann die Höhe von 3000 m, wo dann ebenfalls Abkühlung mit Windwechsel erfolgt[1]). Die Luftsäule

[1]) Die näheren Nachweise in der anfangs erwähnten Arbeit: Der Transport kalter Luftmassen über die Zentralalpen.

Digitized by Google

auf der Nordseite des Sonnblicks ist dann um 11° kälter geworden (A II). Die Abkühlung ist in den einzelnen Niveaus verschieden; weil in der kalten Luft die Temperaturabnahme nur 0.6° ist, ist sie am stärksten in der Tiefe, am kleinsten in der Höhe. Je mehr der Gradient sich dem Werte von 1° pro 100 m nähert, um so gleichmäßiger wird die Abkühlung in allen Höhenschichten.

Wir machen nun die Annahme, in der Höhe hätte sich der Luftdruck nicht geändert. Da aber die Luftsäule zwischen 1000 m und 3000 m bedeutend kälter geworden ist, kalte Luft aber schwerer ist wie warme, so beobachten wir im Tale Drucksteigerung. Im allgemeinen jedoch ändert sich auch der Luftdruck in der Höhe. Wir finden jedoch fast nie, daß in 3000 m Höhe der Luftdruck zu steigen beginnt, wenn die Abkühlung beginnt; wir finden im Gegenteil, daß der Druck vorerst noch weiter fällt, daß der folgende Druckanstieg in keiner zeitlichen Beziehung zum Eintritt der Abkühlung steht. Zwischen 1000 m und 3000 m muß dann eine Höhe existieren, in der der Luftdruck ungeändert bleibt, obwohl die Teilstrecke der Luftsäule über ihr bis 3000 m und meist wohl noch darüber hinaus kälter geworden ist. Wir wissen nun zwar so gut wie nichts über die Vorgänge in größeren Höhen als 3000 m. Da aber in einem Teile der Luftsäule trotz erfolgter Abkühlung der Luftdruck fällt, so sind wir zu der Annahme gezwungen, daß Vorgänge in größeren, sich der Untersuchung entziehenden Höhen der Luftsäule einen Teil des größeren, durch die Abkühlung bedingten Gewichtes der tieferen Schichten kompensieren. Dadurch wird auch die Drucksteigerung, die wir an der Basis der Säule beobachten, verkleinert. Es wäre der Fall denkbar und leicht zu konstruieren, daß der kompensierende Vorgang in der Höhe in seiner Wirkung dem aus der Abkühlung resultierenden, größeren Gewichte gerade das Gleichgewicht halten könnte. Dann würden wir an der Basis der Säule trotz erfolgter Abkühlung bis in größere Höhen hinauf überhaupt keine Drucksteigerung finden. Dieser Fall ist mir bisher nicht begegnet; er ist nur oft angedeutet bei dem Beginne des Kälteeinbruches in der Tiefe. Die Schicht, in der Abkühlung eingetreten ist, ist dann noch sehr seicht, oberhalb in der weitaus größeren Höhe der Säule ist noch Erwärmung mit Druckfall im Gange, welche den an sich drucksteigernden Einfluß der Abkühlung in der seichten Bodenschicht vollkommen kompensiert und sogar überkompensieren kann. Auch z. B. bei Föhn in Innsbruck, wenn kalte Luft sich unter die Föhnströmung lagert und im Tale eine Föhnpause hervorruft, fällt der Luftdruck in den meisten Fällen weiter, weil die kalte Schicht nicht hoch reicht [1]). Finden wir in letzterem Falle, daß die höheren, weitaus mächtigeren Schichten gleichzeitig wärmer werden, so ist der kompensierende Vorgang ein Effekt thermischer Vorgänge. In diesen Fällen, die recht kleinlicher Natur sind, können wir die Ursachen erkennen und beobachten. Etwas anders gestaltet sich die Sache, wenn es sich um hochreichende Kaltluftgebiete handelt. Wenn kalte Luft die ganzen Alpen überschwemmt und wir trotzdem auf dem Sonnblick Druckfall finden, so sind wir über die Natur des kompensierenden Vorganges auf Vermutungen angewiesen. Der kompensierende Vorgang kann dann thermischer oder dynamischer Natur sein. Schließen wir von den Vorgängen aus, die wir in den der Beobachtung zugänglichen Luftsäulen untersuchen können, so werden wir mehr zur thermischen Auffassung der Verhältnisse neigen. Aber ein Analogieschluß ist noch kein Beweis. Für die Vorstellung erwächst eine große Schwierigkeit: Wenn in einer mächtigen Luftschicht Abkühlung eintritt und die an der Basis eigentlich resultierende Drucksteigerung durch thermische Vorgänge in der Höhe ganz oder zum größten Teile kompensiert werden soll, so muß diese Erwärmung erstlich sehr stark sein und zweitens sich auf eine sehr hohe Luftmasse erstrecken. In der Vertikalen stehen viele Kilometer zur Verfügung, um ein Schema aufzustellen. Aber der Beweis für eine der beiden Ansichten kann eben doch nur durch Beobachtungen erbracht werden. Die Entscheidung kann also ruhig den Registrierballons überlassen werden.

Für den in Frage stehenden Fall ist diese Lücke nicht wichtig, weil eben die Abkühlungen, die sich bis in Sonnblickhöhe erstrecken, immer mit Drucksteigerung an der Basis der betrachteten Säule verbunden sind. Da diese Abkühlung sich auf die ganze Nordseite der Alpen erstreckt, so steigt überall am Nordfuße der Alpen der Luftdruck. Offenbar könnte hieraus aber noch kein keilförmiges, auf die Nordseite der Alpen beschränktes Luftdruckgebilde entstehen, wenn die Abkühlung in gleicher Weise auf der

[1]) Innsbrucker Föhnstudien I, Denkschriften der K. Akad. der Wissenschaften, Bd. LXXVIII.

Digitized by Google

Südseite der Alpen vor sich gehen würde. Da aber die kalte Luft über den Alpenkamm auf die Südseite strömt, so muß sie auf der Südseite absteigen, die Kondensationsvorgänge der Nordseite hören auf, die Luft erwärmt sich bei dem Abstiege um 1° pro 100 m.

In A I′ sehen wir die Temperaturschichtung auf der Südseite der Alpen, vor dem Kälteeinbruche, bei Föhn auf der Nordseite. Der Temperaturgradient ist 0.6°, die Temperatur in 3000 m Höhe die gleiche wie in A I. Die mittlere Temperatur der südlichen Luftsäule ist — 4°. Der Kälteeinbruch erfolgt später wie auf der Nordseite. Die Luftsäule A II muß die Alpen überschreiten. Da die Kammhöhe des Gebirges 3000 m ist, so kann offenbar des zwischenliegenden Gebirges wegen das Überfließen der Luft auf die Südseite erst in einer Höhe von 3000 m erfolgen; es tritt also Luft von — 17° auf die Südseite über und fließt dort, dem Gebirge folgend, ab. Hierbei erwärmt sie sich um 1° pro 100 m und kommt in einer Höhe von 1000 m mit 3° an. In dieser Höhe ist demnach die Temperatur gegenüber dem Anfangsstadium um 1° gestiegen. Oben, in 3000 m Höhe, ist die Temperatur um 7° gefallen, in 1000 m auf der Nordseite des Gebirges um 15°. Hätten wir als Basis 500 m genommen, so wäre auf der Südseite in diesem Niveau die Erwärmung 3°.

Trotz der Erwärmung, die wir im untersten Teile der Südsäule beobachten, steigt aber auch hier der Luftdruck. Denn die Mitteltemperatur der Südsäule ist um 3° auf — 7° gefallen. Die Luftsäule im ganzen ist trotz der Erwärmung im Niveau von 1000 m kälter und schwerer geworden, was sich im Luftdrucke an der Basis dann kundgeben muß, wenn über 3000 m keine ausreichend kompensierenden Vorgänge vorhanden sind, wenn also in 3000 m Höhe der Druck sich gar nicht oder nur wenig geändert hat.

Die Luftsäule auf der Nordseite ist zwischen 1000 m und 3000 m infolge des Kälteeinbruches um 11° kälter geworden, die Südsäule um 3°. Diese Differenz ist verursacht durch die Kompression der auf der Südseite absteigenden Luft. Der tieferen Mitteltemperatur der Luftsäule entsprechend steigt der Luftdruck auf der Nordseite viel stärker als auf der Südseite. Diese zuweilen sehr starke Druckdifferenz stellt aber einen nur fiktiven Gradienten dar; denn des Gebirges wegen kann sich die Druckdifferenz nicht ausgleichen. Da wir es aber hierbei mit Vorgängen zu tun haben, die im Bereiche der ganzen Alpen sich in gleicher Weise äußern, so ergeben sich hieraus eben die Keile hohen Luftdruckes im Norden der Alpen.

Ist die Kammhöhe des Gebirges 3000 m, so müssen in diesem Niveau die Keile schon verschwunden sein. Die Fußstationen des Sonnblicks, die in der erwähnten Arbeit benutzt wurden (Döllach, 1000 m im S, Bucheben, 1200 m im N), sind nur etwa 18 km voneinander entfernt. Zwischen beiden erhebt sich der Sonnblick 3106 m. Bei Kälteeinbrüchen ergeben sich zwischen beiden Stationen Druckdifferenzen von 2 bis 3 mm. Diese Druckdifferenz muß in Sonnblickhöhe über beiden Stationen bis auf einen minimalen Teil verschwunden sein. Würde sie noch vorhanden sein, so müßten auf dem Sonnblick bei Keilen hohen Druckes im N der Alpen Stürme sich einstellen, die den heftigsten tropischen Orkanen gleichkommen würden.

An der Basis der südlichen Luftsäule treffen wir Erwärmung mit Drucksteigerung. Die Erwärmung kann recht bedeutend werden, wenn wir die Basis bei 500 m oder noch tiefer nehmen. Die Erwärmung ist jedoch nur auf die untersten Schichten der Südsäule beschränkt und wird überkompensiert durch die gleichzeitige Abkühlung der höheren, viel mächtigeren Schichten.

Ähnlich verlaufen im Prinzip die meisten Kälteeinbrüche, die zur Bildung der Keile hohen Druckes führen. Wesentliche Abweichungen kommen nur vor, wenn der betrachtete Anfangszustand sich durch abnorme Temperaturschichtung auszeichnet.

Als Beispiel sei der anfangs erwähnte Fall vom 15. bis 16. Dezember 1902 betrachtet, bzw. die Temperatur- und Druckänderungen vom 15. bis 16. Dezember im Sonnblickgebiete.

	Höhe m	Temperatur 15. Dez. 1902, 7a	Temperatur 16. Dez. 1902, 9p
Salzburg	400	— 12	— 1
Bucheben	1200	— 8	— 6
Schmittenhöhe	2000	— 4	— 12
Sonnblick	3100	— 11	— 17
Temperatur[1]) der Luftsäule (ber.)	—	— 6	— 11

[1]) Berechnet aus den Luftdruckbeobachtungen.

Digitized by Google

Vom 15. bis 16. Dezember steigt im Sonnblickgebiete der Druck in der Tiefe, in der Höhe fällt er, um erst erheblich später unbedeutend zu steigen.

Der Druckanstieg in der Tiefe ist leicht erklärlich. Die Mitteltemperatur der Luftsäule von 400 bis 3000 m sinkt ja um 5°. Im untersten Teile der Luftsäule jedoch, bis etwa 1500 m hinauf, finden wir Erwärmung, die an der Basis 11° beträgt. Oberhalb 1500 m tritt starke Abkühlung ein. Man sieht also, solche Fälle starker Erwärmung in der Tiefe bei steigendem Drucke beweisen gar nichts gegen die thermische Erklärung der Keile hohen Druckes. Denn nicht auf die Temperatur, die wir unten finden, kommt es an, sondern nur auf die Temperaturen der ganzen Luftsäulen.

Die Ursache, warum vom 15. bis 16. Dezember in der Tiefe Erwärmung statt Abkühlung eingetreten ist, liegt in der intensiven Temperaturumkehr, die dem Kälteeinbruch vorausging. Am 12. Dezember ist Salzburg infolge Strahlungswetters kälter als der Sonnblick. Am 16. Dezember füllt von N eingeführte Luft die ganze Luftsäule und gleicht die anormale, durch Ausstrahlung bedingte Temperaturschichtung aus. Die Erwärmung unten ist zwar stärker als die Abkühlung oben; aber letztere erstreckt sich auf eine viel mächtigere Schicht. Würde nur die Temperaturumkehr ausgeglichen, d. h. würde oberhalb des Umkehrpunktes alles gleich bleiben, unterhalb aber Erwärmung eintreten, so müßte in der Tiefe der Druck fallen. Tatsächlich aber wird die Erwärmung der unteren Schichten kompensiert durch Abkühlung in den höheren Schichten.

Wenn immer wir in der Tiefe starke Erwärmung mit Druckanstieg beobachten, sind die Fälle näheren Studiums wert. Oft genügt dann eine Betrachtung von Luftsäulen bis zu 3 km hinauf, um die kompensierenden Vorgänge aufzudecken. Zeitweise aber stellt sich das Bedürfnis heraus, viel höhere Luftsäulen betrachten zu müssen. Denn es ist von vornherein kein Grund vorhanden, daß die Erwärmung in ähnlichen Fällen, wie im letzten, nicht bis zu Sonnblickhöhe sich erstrecken könnte und trotzdem in der Tiefe der Luftdruck nicht fallen würde. Aber aus größeren Höhen haben wir (in Europa) keine kontinuierlichen Aufzeichnungen, die uns Aufklärung verschaffen könnten. Die Betrachtungen aber, die wir für die unteren Luftschichten zweckmäßig gefunden haben, können versagen, wenn wir sie auf größere Höhen anwenden. Wir können dort kompensierende Vorgänge konstruieren, aber nicht beobachten. Wir finden auf hohen Berggipfeln sehr häufig starke Erwärmungen bei steigendem Druck, besonders in Barometermaximis. Will man hier in der Höhe kompensierende Vorgänge thermischer Natur annehmen und ein entsprechendes Schema konstruieren, so kommt man zu ganz unwahrscheinlichen Temperaturschichtungen. „Unwahrscheinlich" ist nicht „unmöglich". Aber die Annahme dynamisch bewirkter Kompensierung liegt dann näher, ist einfacher. Keinesfalls aber sind die Keile hohen Druckes am Nordrande der Alpen, die mit Erwärmung in der Tiefe verbunden sind, ein Argument gegen die thermische Natur dieser Keile. Denn hier stehen wir noch auf dem Boden sicherer Beobachtung. Margules hat ähnliche Fälle viel früher untersucht; die thermische Natur der Keile hohen Druckes hat er längst erkannt. H. v. Ficker.

Beobachtungen über Richtung und Geschwindigkeit des Cirruszuges in Batavia. Da regelmäßige Beobachtungen des Cirruszuges für Batavia bis jetzt fehlten, beauftragte ich Ende 1906 Herrn P. J. Smits, ersten Rechner des Batavia-Observatoriums, mit dieser Arbeit.

Die während des Jahres 1907 von ihm gewonnenen Resultate gestatten schon eine vorläufige Mitteilung, zeigen aber auch, daß Fortsetzung der Beobachtungsreihe unbedingt nötig ist.

Beobachtet wurde mit einfachem Wolkentheodolithen mit Gesichtsfeld von 6.5°. In die äußere Öffnung des Sehrohres sind sechs Kreuzdrähte gespannt, welche vom Mittelpunkte aus 12 Strahlen unter Winkeln von 30° bilden.

Bei der Beobachtung wurde vom Cirrusgewölk ein auffallender Knoten in den Mittelpunkt gebracht und dessen Bewegung bis zum Rande des Gesichtsfeldes verfolgt. Die Richtung wurde mit Hilfe der Fäden geschätzt; die Laufzeit nach der Uhr; nachher Azimut und Höhe in Graden abgelesen. Öfters war es nur möglich, die halbe Laufzeit anzugeben, weil der ins Auge gefaßte Cirrusknoten während der Beobachtung verschwand.

Nur unzweifelhaft echte Cirri in Höhe von $\pm 60°$ wurden beobachtet. Wenn möglich, nahm Herr Smits morgens und abends eine Beobachtung vor.

Digitized by Google

Untenstehende Tabelle gibt die Verteilung über Jahr und Cirrusart der 254 in 1907 gemachten Beobachtungen.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Cirrus	7	4	13	7	30	26	9	7	10	11	7	6	137
Cirro-stratus . .	3	0	0	0	8	13	7	4	1	10	7	5	58
Cirro-cumulus .	2	2	1	2	12	3	11	2	5	7	10	2	59
Summe . .	12	6	14	9	50	42	27	13	16	28	24	13	254

Die Frequenz nach Zugrichtung und Cirrusart ist für die beiden Monsunjahreszeiten und das Jahr durch folgende Zahlen übersichtlich gemacht.

April—September:

Ci bewegt sich nach:	NNE	ENE	ESE	SSE	SSW	WSW	WNW	NNW	Ohne Bewegung	Summe
Cirrus	3	6	7	9	11	37	12	2	2	89
Cirro-stratus	3	2	1	0	10	11	4	2	0	33
Cirro-cumulus	1	2	7	0	7	4	12	2	0	35

Oktober—März:

Cirrus	0	3	3	4	7	15	10	5	1	48
Cirro-stratus	0	1	0	2	4	14	2	1	1	25
Cirro-cumulus	0	2	2	5	6	4	2	2	1	24

Jahr:

Cirrus	3	9	10	13	18	52	22	7	3	137
Cirro-stratus	3	3	1	2	14	25	6	3	1	58
Cirro-cumulus	1	4	9	5	13	8	14	4	1	59

Die Prädominanz der WSW-Trift vergrößert sich, diesen Zahlen nach, stark mit der mittleren Höhe der Wolken.

Diese Höhe ist hier während des internationalen Wolkenjahres 1896/97 von den Herren van der Stok und Figee photographisch bestimmt worden. Die Resultate sind noch nicht publiziert, aber Dr. Figee teilte mir die Zahlen für die Höhen mit.

Es folgten für die damals beobachteten Cirri, aus den Frequenzzahlen für verschiedene Höhenschichten, folgende mittlere Höhen:

Ci . . . . . 11—12 km,
Ci-str . . . . . 10—11 „
Ci-cu . . . . . 6—7 „

Die mittleren Monatszahlen der angulären Geschwindigkeit sind mittels dieser Höhenzahlen in lineare Geschwindigkeiten (pro Minute) umgesetzt, und zusammen mit den mittleren Zugrichtungen in untenstehender Tabelle vereinigt. Des geringen Höhenunterschiedes der Ci und Ci-str wegen sind auch für diese beiden Arten zusammen Monatszahlen berechnet.

	Cirrus		Cirro-stratus		Cirrus und Cirro-str.		Cirro-cumulus	
	Richtung	Geschw. m	Richtung	Geschw. m	Richtung	Geschw. m	Richtung	Geschw. m
Januar	S 29° W	8.3	S 43° W	3.9	S 33° W	7.0	S 13° E	3.9
Februar	N 4 E	12.0	—	—	N 4 E	12.0	S 45 E	3.4
März	N 74 W	13.2	—	—	N 74 W	13.2	—	0.0
April	N 53 E	6.1	—	—	N 53 E	6.1	N 78 W	3.2
Mai	S 8 W	10.1	S 27 W	8.0	S 9 W	9.7	N 6 W	6.7
Juni	S 60 W	14.7	S 41 W	16.3	S 50 W	15.2	S 43 W	6.4
Juli	S 79 W	17.2	S 85 W	12.2	S 82 W	15.0	S 82 W	7.7
August	S 70 W	14.9	N 79 W	14.0	S 82 W	14.6	S 67 W	6.5
September	S 60 W	16.4	N 33 E	11.7	S 70 W	16.0	E	7.2
Oktober	S 36 W	9.7	S 57 W	7.2	S 46 W	8.5	S 61 W	11.6
November	S 54 W	7.6	S 54 W	8.6	S 54 W	8.1	S 26 W	7.5
Dezember	N 88 W	7.0	N 73 W	11.3	N 81 W	9.0	N 39 E	10.7
Jahr	S 59 W	11.9	S 63 W	10.9	S 61 W	11.6	S 60 W	7.3

Der WSW-Zug ist überwiegend, aber für die höheren Cirri konstanter auftretend als für die niedrigeren Ci-Cu; die Jahresmittel sind aber für beide Gattungen fast genau gleich:

Ci und Ci-str.	Ci-Cu
S 61° W	S 60° W

Es besteht also, wie dieses Jahresmittel angibt, in Batavia eine mittlere Abweichung vom rein ostwestlichen Zuge von nicht weniger als 30°.

Digitized by Google

Die Unregelmäßigkeit, welche die Cirrusrichtungen im Januar und Februar zeigen, rührt wohl vom Mangel an Beobachtungen her, jene aber der Monate April und Mai stimmen mit gleichartigen, in Manila beobachteten überein [1]).

Jedenfalls ist der Cirruszug in den Monaten Mai bis September, in welchen er nahezu gleichgerichtet ist, mit den SE-Winden der untersten Luftschichten stärker und beständiger als in den Monaten Dezember bis März, in welchen unten die WNW-Winde wehen.

Die mittleren Geschwindigkeiten des Zuges sind in bestem Einklange mit den in Manila beobachteten.

Höhe	Manila Geschwindigkeit	Batavia Geschwindigkeit
6—8 km	8.0 m	7.3 m
10—12 „	13.0 „	11.6 „

Batavia. W. van Bemmelen.

Zum Klima von Tortosa (Spanien). Die große Überschwemmung des Ebro, die sich am 23. Oktober letzten Jahres ereignete — seit dem 9. Oktober 1787 hatte der Fluß nie mehr eine solche Höhe erreicht — hat mich veranlaßt, aus den hier gemachten und noch nicht veröffentlichten meteorologischen Beobachtungen die Werte für die pluviometrischen Daten zusammenzustellen.

Die Beobachtungen erstrecken sich über einen Zeitraum von 16 Jahren. Sie sind insofern nicht ganz homogen, als die Daten aus den Jahren 1892 bis 1904 inkl. in dem etwa 1 km von hier nach NE gelegenen Kolleg der Gesellschaft von P. R. Faura, die Resultate aus den letzten zwei Jahren am hiesigen Observatorio del Ebro (Gründungsjahr 1904; 40° 49′ 14″ NBr.; 0h 1m 58,5 E v. Gr.; Meereshöhe 51 m) gewonnen wurden.

Niederschlagsmenge und -tage zu Tortosa, 1892 bis 1907.
Observatorio del Ebro.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
					Niederschlagsmenge (mm):								
1892	35	32	67	40	8	15	4	0*	3	62	53	**113**	438
1893	15	5	20	6*	92	8	12	**45**	125	7*	39	89	463
1894	14	12	39	129	**120**	**24**	14	0*	138	40	10	9	549
1895	16	17	18	37	104	**75**	31	9	**357**	22	23	3	712
1896	4	28	50	7	36	**30**	20	37	0*	17	48	26	303
1897	72	**79**	1*	29	34	3	19	0*	8	49	**253**	83	**730**
1898	46	0*	55	20	36	32	2	3	14	18	265	0*	491
1899	10	47	97	10	40	19	25	0*	31	51	16	14	360
1900	5	21	24	7	32	59	2	0*	138	**43**	2	0*	333*
1901	45	31	17	40	8	45	**92**	0*	274	**121**	7	23	703
1902	0*	40	25	74	33	54	1	44	3	25	69	98	466
1903	**132**	2	52	22	39	31	0*	0*	37	19	9	**43**	386
1904	49	9	**118**	31	13	32	2	9	53	99	44	17	476
1905	39	0*	5	7	17	34	28	7	70	24	90	31	352
1906	19	5	75	**179**	2*	0*	17	0*	78	46	0*	71	492
1907	9	25	1*	15	54	16	9	2	100	191	**146**	27	595
Mittel	32	22	41	41	42	30	17	10*	89	52	**73**	40	489
					Niederschlagstage:								
1892	5	8	9	10	5	4	3	0	2	4	6	7	63
1893	2	3	4	3	8	4	1	3	8	3	5	5	49
1894	3	3	3	10	11	2	4	0	5	3	2	3	49
1895	5	9	3	8	4	12	3	1	9	4	4	1	63
1896	2	4	2	1	9	9	4	5	0	5	5	5	51
1897	6	3	1	2	6	1	2	0	1	8	12	5	47
1898	4	0	6	3	6	4	1	1	4	6	13	0	48
1899	3	5	8	2	10	5	1	0	1	6	2	3	46
1900	3	5	5	2	6	7	3	0	8	7	1	0	47
1901	5	3	6	6	2	7	7	0	3	9	4	2	54
1902	0	7	2	10	3	7	1	5	2	2	8	4	51
1903	5	1	4	3	8	6	0	0	5	3	1	3	39*
1904	10	3	7	5	2	6	1	1	4	1	2	3	45
1905	5	2	1	3	4	11	9	5	9	2	9	2	62
1906	4	3	6	15	2	1	5	0	7	5	0	7	55
1907	4	5	1	6	10	5	3	2	14	14	12	7	**83**
Mittel	4.1	4.0	4.2	5.6	**6.0**	5.7	3.0	1.4*	5.1	5.1	**5.4**	3.6	53.2

[1]) Rapport sur les Observations Internationales des Nuages par H. Hildebrand Hildebrandsson. Upsala 1905, II, p. 8.

Digitized by Google

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich als Jahresmittel der Niederschlagsmenge 491.23 mm, der Regentage 53.2.

Während dieser 16 Jahre wurde nur zweimal Schneefall beobachtet, nämlich am 5. Januar 1894 und am 21. März 1906.

Die größte Niederschlagsmenge an einem Tage, 224.8 mm, fiel am 30. September 1901 während eines sechsstündigen Gewitters.

Im Vergleich mit früheren Jahren ist die Regenmenge des letzten Oktobers nicht gerade unverhältnismäßig groß zu nennen. Die Ursache der Katastrophe lag auch mehr an den starken Regengüssen im Innern der Halbinsel.

Zum Belege füge ich noch folgende Angaben bei, die mir freundlichst zur Verfügung gestellt wurden.

Os, Provinz Lerida; Beob: Hermenegild Cirera. 41° 51′ NBr., 0h 2m 51s E v. Gr.

1907	Niederschlagsmenge	Regentage
Oktober	239 mm	11
November	44 „	3
Dezember	22 „	1

Rindebella bei Vimbodi, Prov. Terragona. 41° 22.8′ NBr., 0h 4m 16s E v. Gr. Meereshöhe 608 m.

1907	Niederschlagsmenge	Regentage
Oktober	265.5 mm	12
November	55.0 „	6
Dezember	50.6 „	7

Observatorio del Ebro, Tortosa. Der Vorsteher der meteorol. Abteilung B. Clusella S. J.

St. Murat über Einfluß des Waldes auf die Windgeschwindigkeit[1]). St. Murat, der neue Direktor des Meteorologischen Institutes in Rumänien, veröffentlichte in den Annalen der rumänischen Akademie in Bukarest eine Abhandlung über den verzögernden Effekt des Waldes auf die Windgeschwindigkeit. Diesem Probleme wurde bisher fast gar keine Aufmerksamkeit zugewendet, wenigstens so weit als quantitative Messungen dazu notwendig sind. Die Ergebnisse der Untersuchung waren folgende: Der größte Einfluß, den ein Wald auf den Wind haben kann, besteht darin, daß er die Windgeschwindigkeit auf der Leeseite des Waldes verkleinert. In 50 m Entfernung vom Walde kann diese Abnahme der Geschwindigkeit 3 bis 12 km in der Stunde betragen, was im Mittel einer Reduktion der Windstärke um einen Grad der Beaufortskala gleichkommt. Die Abnahme ist bis 100 m vom Walde entfernt noch bemerkbar; mit größer werdender Entfernung vom Walde nimmt die Geschwindigkeit wieder zu, und in ungefähr 500 m erreicht der Wind wieder die Intensität, die er besaß, bevor er den Wald traf.

Resultate meteorologischer Beobachtungen in Syrien am Libanon über Beirut 1901 bis 1904. Wir entnehmen den Annalen des Bureau Central Meteorol. de France die folgenden interessanten Beobachtungsergebnisse. Der Ort liegt wohl an der Eisenbahn über den Libanon nach Damaskus.

Le Krey (Syrien), 33° 49′ NBr., 35° 40′ E v. Gr., 1015 m. 1901 bis 1904.

		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Luftdruck (600 +)		80.0	81.5	79.2	78.7	79.5	78.6	77.5	78.1	79.8	81.4	80.9	80.8	79.7
Temp.	Mittel . .	4.8	9.2	9.6	14.5	17.7	20.1	21.8	22.4	20.7	18.1	11.9	8.1	14.9
	Mittl. Max.	7.0	12.3	12.7	18.6	22.2	25.0	26.5	27.1	25.2	22.0	14.6	10.3	18.6
	„ Min.	2.7	6.2	6.5	10.5	13.2	15.2	17.1	17.8	16.3	14.3	9.3	5.9	11.2
	Differenz .	4.3	6.1	6.2	8.1	9.0	9.8	9.4	9.3	8.9	7.7	5.3	4.4	7.4
Rel. Feuchtigkeit .		75	61	67	61	58	59	61	62	64	59	71	72	64
Bewölkung		5.8	4.5	5.9	5.0	4.0	1.5	2.4	2.3	2.3	3.5	5.8	5.8	4.1
Niederschlags	Menge .	329	172	195	84	59	4	1	0	6	50	229	314	1443
	Tage . .	13.0	7.7	13.7	8.2	4.0	1.0	0.5	0.7	1.7	4.5	13.0	11.7	79.7

[1]) Annales of the Roumain Akademy, Bukarest 1907, p. 33.

Digitized by Google

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Le Krey (Syrien).

33° 49′ NBr., 35° 40′ EL. 1015 m.

1901	Luftdr. Mittel	Temperatur 7a 30	1P	7P 30	Mittel	Mittleres Max.	Min.	Rel. Feuchtigkeit	Bewölkung	Niederschlags- Menge	Tage
Januar . .	680.4	3.6	5.8	3.8	4.4	7.1	1.7	75	5.4	410	12
Februar . .	82.5	9.8	14.7	11.0	12.2	16.3	8.1	49	3.3	20	3
März . . .	81.6	11.8	15.7	12.3	13.6	18.0	9.2	56	4.5	94	7
April . . .	79.8	14.7	17.3	13.1	15.0	19.4	10.6	66	5.0	42	7
Mai	78.7	15.7	18.1	14.5	15.7	20.1	11.3	65	4.4	149	9
Juni	79.2	21.8	23.3	19.4	20.7	25.3	16.1	60	0.0	0	0
Juli	77 4	23.4	25.2	21.0	22.3	27.2	17.5	63	2.3	0	0
August . .	(78.4)	(21.7)	(24.3)	(20.0)	(21.4)	(26.2)	(16.7)	(68)	(2.6)	(0)	(0)
September .	79.5	20.1	23.4	19.0	20.6	25.3	15.9	73	2.9	0?	3
Oktober . .	81.0	15.6	19.8	15.7	17.1	20.7	13.6	70	3.5	0?	3
November .	81.3	11.5	15.3	11.9	12.9	15.9	9.9	70	4.7	132	9
Dezember .	81.7	8.5	12.5	8.7	10.1	13.1	7.2	69	4.6	247	6
Jahr	680.1	14.9	17.9	14.2	15.5	19.5	11.5	65	3.6	1094	59
1902											
Januar . .	679.6	4.2	7.4	4.8	5.6	8.0	3.3	79	5.5	302	9
Februar . .	81.2	8.3	12.8	9.1	10.4	13.8	7.1	67	4.1	133	9
März . . .	77.8	7.7	12.2	8.2	9.4	13.0	5.8	73	6.5	184	14
April . . .	78.0	13.1	16.0	12.4	13.9	17.9	9.9	69	4.5	137	8
Mai	79.9	19.1	22.0	16.8	18.3	23.4	13.1	57	4.5	5	2
Juni	78.2	20.0	22.6	17.8	19.5	24.4	14.5	63	1.6	0	0
Juli	77.2	22.1	24.4	19.6	21.9	26.5	17.3	63	3.0	3	2
August . .	77.9	23.2	26.3	21.3	23.2	28.2	18.3	61	1.4	0	0
September .	79.8	22.6	25.9	20.8	23.1	28.2	18.1	53	2.1	26	3
Oktober . .	81.8	17.8	22.1	17.2	19.6	24.3	14.9	53	2.3	50	3
November .	79.5	11.4	14.0	10.7	12.4	15.2	9.6	79	7.8	482	20
Dezember .	80.3	6.7	8.7	6.9	7.6	9.5	5.7	76	6.4	471	18
Jahr	679.3	14.7	17.9	13.8	15.4	19.4	11.5	66	4.1	1793	88
1903											
Januar . .	680.8	4.0	6.0	3.8	4.7	6.7	2.7	71	5.6	289	15
Februar . .	81.5	5.2	7.4	5.0	5.8	7.8	3.9	74	5.3	306	13
März . . .	79.7	7.1	9.6	7.1	7.8	10.1	5.5	68	5.4	241	14
April . . .	78.5	14.8	17.6	12.0	15.1	19.4	10.8	57	5.0	40	6
Mai	80.0	19.9	23.4	17.2	20.3	25.4	15.3	54	2.4	0	0
Juni	78.0	20.1	24.0	16.9	20.3	25.6	14.9	64	2.3	0	1
Juli	78.0	22.4	25.6	18.2	21.1	26.9	15.4	62	1.5	0	0
August . .	77.6	22.8	26.2	20.6	22.6	27.9	17.4	65	2.5	1	3
September .	79.9	20.4	24.1	18.3	20.5	25.5	15.5	66	2.8	0	1
Oktober . .	81.8	15.7	19.6	14.4	16.5	21.0	12.1	62	2.7	63	6
November .	81.8	10.9	12.8	10.4	11.3	14.1	8.5	62	4.6	200	11
Dezember .	80.9	8.5	9.6	7.9	8.5	10.6	6.5	70	5.5	166	8
Jahr	679.9	14.3	17.2	12.6	14.5	18.4	10.7	65	3.8	1306	78
1904											
Januar . .	679.4	4.3	5.8	4.1	5.2	6.3	3.2	76	6.8	317	16
Februar . .	80.9	7.9	10.6	7.7	8.5	11.2	5.9	55	5.3	228	6
März . . .	77.7	7.6	9.1	7.0	7.5	9.6	5.5	72	7.1	261	20
April . . .	78.7	12.2	16.5	12.7	14.1	17.6	10.7	52	5.6	119	12
Mai	79.4	15.5	18.7	15.4	16.4	19.8	13.0	58	4.5	83	5
Juni	79.0	19.4	23.2	16.9	20.0	24.5	15.5	51	2.2	16	3
Juli	77.3	21.0	24.5	19.7	21.8	25.6	18.1	57	2.8	0	0
August . .	78.5	21.2	25.0	20.2	22.4	26.1	18.8	53	2.7	0	0
September .	80.2	18.1	20.7	17.1	18.8	21.9	15.8	64	1.4	0	0
Oktober . .	81.0	18.1	20.9	18.3	19.4	22.1	16.7	51	5.6	89	6
November .	81.0	10.8	12.3	10.5	11.2	13.1	9.3	74	6.1	103	12
Dezember .	80.3	5.3	7.4	5.4	6.1	8.1	4.1	75	6.8	373	15
Jahr	679.4	13.5	16.2	12.9	14.3	17.2	11.4	61	4.7	1589	95

Über Keile hohen Druckes an der Alpenkette. Herr Dr. F. M. Exner veröffentlichte im Märzhefte eine Entgegnung gegen Ausführungen Professor Traberts, welch' letzterer die thermische Natur der Keile hohen Druckes am Südrande der Alpen nachgewiesen hat. In einer Arbeit „Der Transport kalter Luftmassen über die Zentralalpen" habe ich die thermische Natur der Keile hohen Druckes am Nordrande der Alpen betont und dabei bemerkt, die Keile seien „nur insofern eine Stauungserscheinung, als die kalte Luft erst dann auf die Südseite der Alpen übertreten kann, wenn sie auf der Nordseite bis zur mittleren Kammhöhe der Gebirge angeschwollen ist".

Digitized by Google

Exner zitiert diesen Satz; doch bemerke ich ausdrücklich, daß die Stauwirkung, die ich den Alpen zuschreibe, nicht das Mindeste gemein hat mit einer Stauwirkung des Alpenkammes, wie sie Exner in seiner Arbeit „Über Druck und Temperatur bewegter Luft" (Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wiss. Bd. CXIV, Abt. IIa) vertritt. Nach Exners Ansicht wird durch Stauung der Luftmassen am Alpenkamme der Druck auf der Luvseite erhöht, durch Saugwirkung auf der Leeseite erniedrigt. Auch ihm handelt es sich also zunächst nur um den relativen Druckunterschied zwischen Luv- und Leeseite der Alpen, den er auf dynamische Ursachen zurückführt. Ich hingegen habe stets betont, daß dieser Druckunterschied thermischer Natur ist, daß die auf der Leeseite des Gebirges absteigende Luft durch Kompression wärmer wird als die auf der Luvseite unter Kondensation aufsteigende Luft. Der fundamentale Unterschied gegenüber der dynamischen Stauungstheorie besteht darin, daß bei letzterer der starke Gradient über die Alpen auch in der Höhe besteht, während bei Anwendung der thermischen Theorie der starke, in der Tiefe beobachtete Gradient in der Höhe des Alpenkammes verschwindet, wofür auch die Windstärken, die bei Föhn und bei Kälteeinbrüchen von N auf dem Sonnblick beobachtet werden, sprechen.

Wenn ich trotzdem von einer Stauwirkung der Alpen gesprochen habe, so geschah dies aus folgendem Grunde: Wenn kalte Luft von N oder NW her gegen die Alpen strömt, so kann sie erst dann — ohne großen, horizontalen Umweg — auf die Südseite der Alpen übertreten, wenn sie bis zur Kammhöhe des Gebirges angeschwollen ist. Dann erst fließt sie, gleich wie über einen Damm, über. Erreicht die kalte Luft die Kammhöhe nicht, so kann sie auch nicht überfließen. Trotzdem sind in diesem Falle die nördlichen Alpentäler bis in eine gewisse Höhe mit kalter Luft gefüllt, so daß in den Talstationen Drucksteigerung eintritt. Nicht der Anprall der Luft am Alpenkamme erhöht den Druck, sondern letzterer steigt, weil die Luftsäule kälter und schwerer wird.

Bei Föhn liegt meines Erachtens der Fall so, daß auf der Luvseite die Temperatur der Luftsäule sich zumeist wenig ändert, daß auf der Leeseite jedoch die Temperatur infolge Kompression steigt. Die Ursache des relativen Druckunterschiedes ist also in beiden Fällen thermischer Natur, was jetzt auch Exner zugibt.

Exner führt aber jetzt die Frage auf einen anderen Weg. Er gibt zu, daß die Druckdifferenzen thermisch verursacht sind, sieht jedoch in der Existenz von Hochdruckgebieten auf der Luvseite den Beweis für die Existenz einer Stauwirkung. Hier muß nun vor allem festgestellt werden, daß es sich meist nur um Ausläufer eines Hochdruckgebietes, eben um Keile handelt.

Solche Keile können auf zweierlei Weise entstehen. Ein Keil entsteht dann, wenn auf der Luvseite der Druck stärker steigt als auf der Leeseite (Kälteeinbrüche von N), oder wenn er auf der Leeseite stärker fällt als auf der Luvseite, was häufig bei Föhn der Fall ist. In beiden Fällen aber ist noch Bedingung, daß in einiger Entfernung von den Alpen der Druck niedriger ist als unmittelbar im Luv der Alpen; hierdurch ist ja erst die keilförmige Gestalt der Isobaren gegeben. Auf diesen Umstand scheint ja auch Exner großes Gewicht zu legen.

Beispiele für die Drucksteigerung bei Kälteeinbrüchen finden sich in genügender Zahl in meiner eingangs erwähnten Arbeit. Ein typischer Föhnfall, bei dem der Keil durch stärkeren Druckfall auf der Nordseite der Alpen zustande kommt, ist jener vom 4. bis 6. November 1905 (s. Meteor. Zeitschr. 1906, Heft 5 [1]).

Die Frage ist nun die: Wieso bilden sich Zonen relativ hohen Druckes am Alpenrande, wenn man Stauungserscheinungen ausschließt?

Die Keile hohen Druckes auf der Nordseite der Alpen bilden sich meist dann, wenn auf der Rückseite einer im N der Alpen vorüberziehenden Depression der Druck zu steigen beginnt. Zugleich strömt kalte Luft von N her, die meines Erachtens die Ursache der Drucksteigerung ist. Der Keil ist oft schon in Frankreich, weitab von den Alpen, angedeutet. Dies kommt daher, daß auf der Rückseite der Depressionen die kalte Luft meist

[1]) Dieser Fall, sowie der starke Föhn vom 1. bis 4. Februar 1904 sind auch deshalb sehr interessant, weil hier dem Keile auf der Südseite der Alpen ein Keil vorausgeht, der zu beiden Seiten der Alpen von E her liegt. Aus diesem Gebilde entsteht dann durch stärkeren Druckfall auf der Nordseite der typische Föhnkeil. Dieser Umstand allein bildet schon ein wertvolles Argument gegen die Staunatur der Keile. Auch die Tatsache ist wichtig, daß am 2. Februar 1904, einem typischen Innsbrucker Föhntage, in Südtirol noch Nordwinde vorherrschten.

Digitized by Google

als NW-Wind einströmt und zwar zuerst als seichte Bodenschicht, die dann keilförmig anschwillt. Kommt die Rückseite der Depression in Alpennähe, so treffen die kalten Luftströme ein natürliches Hindernis — die Alpen. Solange die kalte Luft nicht Alpenhöhe erreicht, ist ihr der Zug nach Süden abgeschnitten. Sie schwillt auf der Nordseite der Alpen in die Höhe. Da ein Ausgleich der Druckdifferenz zwischen N und S nicht möglich ist, so verstärkt sich der Gradient gegen E. Die Depressionen ziehen über dem Kontinent meist langsamer. Am Südrande der Depression aber verstärkt der Damm der Alpen die Westkomponente der Winde. Der Gradient längs des Nordabfalles der Alpen ist hier verstärkt, die kalte Luft strömt hier nach E und zwar mit größerer Geschwindigkeit als die Depression. Dabei ist ja auch beachtenswert, daß die mittlere Kammhöhe in den Westalpen bedeutend höher liegt als in den Ostalpen, daß im W der Alpen die Luft in größeren Höhen anschwellen muß als in den Ostalpen, ehe sie auf die Südseite der Alpen überströmen kann. Dadurch, und zwar nur dieses orographischen Umstandes wegen, ist auf der Nordseite der Alpen bei Kälteeinbrüchen immer ein starker, gegen E gerichteter Gradient vorhanden. Die Luft strömt hier schneller ostwärts, als es ohne die Alpen der Fall wäre. Da aber die zuströmende Luft kalt ist, so ist der Effekt eben ein Keil relativ hohen Druckes. Eine dynamische Stauung spielt hierbei wohl keine Rolle.

Mit Keilen relativ hohen Druckes südlich der Alpen habe ich mich wenig beschäftigt; weniger bestimmt sind deshalb meine Vermutungen über die Ursache derselben. Jedenfalls spielen bei denselben auch rein geographische Umstände eine große Rolle. Beachtenswert ist vor allem die Ansicht Köppens, daß die im W Europas liegenden Depressionen oft weit nach S reichen und über dem Mittelmeere sich der höheren Temperatur wegen neuerdings vertiefen. Einen ähnlichen Einfluß muß die warme Adria auf eine Druckverteilung ausüben. Jedenfalls ist der schmale Streifen Landes zwischen Alpenkamm und Mittelmeer-Adria im Winter relativ kalt gegenüber der Adria selbst. Haben wir aber über der Adria eine den Druck erniedrigende Ursache, so ist das Umbiegen und Rücklaufen der Isobaren im S der Alpen eine Selbstverständlichkeit. Wer hier Stauwirkung an den Alpen nachweisen will, muß vor allem stärkere Südwinde auf der Südseite der Alpen, bei Föhn auf der Nordseite, nachweisen, und zwar nicht nur auf Gipfelstationen. Gerade bei Föhn ist aber auf der Südseite der Alpen die Luftbewegung gewöhnlich eine sehr ruhige.

Ich glaube ausreichend dargelegt zu haben, daß meine Auffassung von einer Stauwirkung der Alpen wesentlich anders zu deuten ist als die Exners. Bezüglich der zuletzt angeführten Vermutungen kann eine Entscheidung nur durch neue Untersuchungen herbeigeführt werden. Immerhin bin ich der Ansicht, den Weg gezeigt zu haben, wie man die thermische Natur beliebiger Keile sehr wohl mit „dem auch im Verhältnis zum Hinterlande hohen Druck auf der Luvseite des Gebirges“ in Einklang bringen kann.

Heinz v. Ficker.

Über Keile hohen Druckes an der Alpenkette. Unter diesem Titel hat F. M. Exner sich mit einigen Stellen in der Mitteilung des Verfassers „Die langdauernde Föhnperiode im Oktober 1907“ beschäftigt.

Um Mißverständnisse in dieser Frage zu beseitigen und da die freie Aussprache über Streitfragen für den Fortschritt der Wissenschaft nur förderlich ist, soll noch einmal in dieser Notiz auf dieselbe zurückgekommen werden.

Vor allem vermißt Felix Exner den Nachweis dafür, daß infolge des Vorhandenseins der Alpenkette die Mitteltemperatur der Luftsäule (bei Südwind) auf der Südseite herabgesetzt werde.

Es ist richtig, daß dies nicht gesagt wurde. Es ist aber allgemein bekannt, daß, wenn auf der Nordseite der Alpen Föhnwetter herrscht, umgekehrt im S derselben das Wetter bewölkt und regnerisch ist.

Auch in der erwähnten Arbeit über die Föhnperiode im Oktober ist auf ein Beispiel solcher gewaltigen Niederschläge auf der Südseite hingewiesen worden. Es schien aber nicht erwähnenswert, daß bei schlechtem Wetter, bei trübem Himmel und Regen (kurz bei fehlendem Sonnenschein), es auch kälter ist als bei schönem Wetter.

Es liegt in der Natur des Überwehens einer Gebirgskette mit feuchter Luft, daß es auf der Luvseite zu Kondensation mit der begleitenden tiefen Temperatur und auf der Leeseite zu Föhn mit hoher Temperatur kommt.

Digitized by Google

Die Frage, um welche es sich handelte, war aber die, ob der notwendige relative Temperaturunterschied ausreiche, um den relativen Druckunterschied, wie er unten beobachtet wird, zu erklären. Bei Anwendung des Föhnprinzips kann man natürlich nur die relativen Unterschiede auf der Luv- und Leeseite ermitteln. Die absoluten Werte der Temperatur der Luftsäule auf der Luvseite liefert das Föhnprinzip freilich nicht. Da man aber schon weiß, daß die Temperatur bei schlechtem Wetter niedriger ist als bei schönem Wetter, ist auch die genaue Kenntnis dieser Temperatur nicht nötig.

Hätten wir ganz trockene Luft, so würde — falls nicht durch das Heranwehen kalter Luft auf der einen Seite tiefe Temperaturen und deshalb hoher Barometerstand verursacht würde — die Keilerscheinung auf der einen Seite eines Gebirges fehlen! Hätten wir überall eine Temperaturabnahme von 1° pro 100 m, so würde sich ein Gebirge gar nicht in der Luftdruckverteilung bemerkbar machen[1]), hätten wir aber in der Umgebung eine Temperaturabnahme von 0.5° pro 100 m, so würde auf beiden Seiten des Gebirges der Druck etwas höher sein, weil das Gebirge auf der Luv- und Leeseite zu einer geringeren Mitteltemperatur (wegen der rascheren Temperaturabnahme) Veranlassung böte.

Wenn ich recht verstanden habe, sind allerdings nach der Auffassung von F. M. Exner die relativen Druckunterschiede auf der Süd- und Nordseite der Alpen durch Temperaturverschiedenheiten zu erklären, aber es wird sozusagen der Nullpunkt durch die Alpenkette verschoben, der hohe Druck auf der Südseite ist etwas primär gegebenes, ist verursacht durch Stauung.

Dieser Auffassung kann der Verfasser nicht beipflichten. Für ihn ist der hohe Druck auf der Südseite eben durch die niedrige Mitteltemperatur infolge des schlechten Wetters, das sich bei Aufsteigen der Luft einstellt, zu erklären.

Diese niedrige Temperatur ist nicht aus den Gleichungen der Thermodynamik, also aus dem Föhnprinzip, zu errechnen, sondern sie ist ein Effekt der fehlenden Sonnenwärme, der verbrauchten Verdunstungswärme in der Niederung beim Regnen usw.

Man hat aber auch noch ein anderes Argument gegen die Stauung. Wäre die Stauung für den hohen Druck auf der Luvseite verantwortlich zu machen, dann müßte sich, nach der Ansicht des Verfassers, im Sinne der Fig. 2 (auf S. 3 dieser Zeitschrift) auf der Süd- und Nordseite eben wegen dieser Stauung ein Druckunterschied zeigen, der nicht durch Temperaturunterschiede hervorgebracht ist. Dieser durch die Stauung geforderte Druckunterschied ist aber nicht nachweisbar, es ist vielmehr der wirklich vorhandene Druckunterschied nicht größer als der, welcher schon wegen der Temperaturunterschiede vorhanden sein muß.

Exner sagt in seiner Arbeit[2]) von dem Gradienten zwischen Süd- und Nordseite selbst: „Dieser ist nun, wie Hofrat Hann berechnet hat, zum großen Teile eine Folge der durch den Föhn herrschenden Temperatur. Erst wenn deren Einfluß an der Föhnstation und an den anderen beiden Stationen berechnet würde, könnte man genau die Druck- und Saugwirkung feststellen."

Eben das war aber die Aufgabe der Arbeit über die langdauernde Föhnperiode. Wenn man den Einfluß der Temperaturverschiedenheiten, die bei Föhn auftreten müssen, anbringt, bleibt für die Druck- und Saugwirkung kein nennenswerter Unterschied mehr übrig.

Daß aber mit der Annahme einer Stauwirkung ein relativer Druckunterschied, der nicht durch Temperaturunterschiede zu erklären ist, vorhanden sein müßte, nimmt auch Exner an. Er schreibt in der zitierten Abhandlung: „Der genannte Keil[3]) scheint nämlich seine Entstehung einer Luftbewegung zu verdanken, die mit einer Komponente aus N gegen den Kamm der Alpen gerichtet ist; durch Stauung der Luftmassen im N wird daselbst der Druck erhöht, durch eine Saugwirkung auf der anderen Seite, im S, der Druck erniedrigt."

Also einen nennenswerten relativen Druckunterschied auf den beiden Seiten der Alpen nimmt Exner auch als Effekt der Stauung an, ja dieser wäre so sehr die Hauptserscheinung, daß die Keile an der Alpenkette in erster Linie für ihn durch Druck- und Saugwirkung zu erklären sind. W. Trabert.

[1]) Natürlich wieder unter der Annahme, daß nicht etwa das Gebirge herangewehte kalte Luft festhalte und rein mechanisch einen Druckgegensatz auf beiden Seiten bewirke.
[2]) Über Druck und Temperatur bewegter Luft. Wiener Sitzungsber. CXIV, Abt. IIa.
[3]) Keile auf der Nordseite der Alpen.

Digitized by Google

Magnetisches Gewitter. Eine ungewöhnlich starke magnetische Störung wurde in den Abendstunden am 26. März von der k. k. Sternwarte in Prag beobachtet. Bemerkt wurde die Störung gelegentlich der 9 Uhr-Abendablesung, wo sich als magnetische Deklination $8^0\,4'\,0$ ergab gegen den in den vorhergehenden Tagen beobachteten Durchschnittswert $8^0\,25'\,0$. Die weitere visuelle Beobachtung der Störung ergab die niedrigste Deklination mit $7^0\,55'\,3$ um $9^h\,33$ mittlerer Prager Zeit. Wie aus den weiter unten mitgeteilten Werten ersichtlich ist, traten im weiteren Verlaufe der Störungen oszillatorische Schwankungen auf. Minima der magnetischen Deklination außer dem bereits angegebenen um $9^h\,33$ wurden beobachtet um $10^h\,30$ und $11^h\,44$. Die Störung war eine zeitlich sehr ausgedehnte und noch um 7^h früh am 27. März wurde der ungewöhnliche Wert von $8^0\,32'\,2$ gegen den Durchschnittswert der vorangehenden Tage $8^0\,22'\,5$ beobachtet. Wie einer Meldung der „Gazette Astronomique d'Anvers" zu entnehmen ist, wurde um dieselbe Zeit in Westernieland (Holland) ein prächtiges Nordlicht beobachtet. Auch das Observatorium in Uccle meldete magnetische Störungen am 26. März, welche von 5^h nachmittags bis 8^h morgens am 27. März währten [1]). Die Sonne war an diesem Tage bis auf einen kleinen Fleck und einige nicht besonders ausgebreitete Fackelgruppen ganz rein. Trotz der beträchtlichen Intensität des magnetischen Gewitters wurden Störungen im telegraphisch-telephonischen Betriebe in Prag nicht bemerkt. Nachstehend ein Auszug aus den von Schwingung zu Schwingung beobachteten Werten der magnetischen Deklination, bezogen auf den Basiswert $8^0\,18'\,7$. Die Zeitangaben beziehen sich auf mittlere Prager Zeit.

Basiswert $8^0\,18'\,7$. 26. März 1908.

$9^p\,33$	$9^p\,43$	$10^p\,4$	$10^p\,17$	$10^p\,21$	$10^p\,22$	$10^p\,30$	$10^p\,56$	$11^p\,45$	$12^p\,0$
−16.1	+0.8	+12.1	+0.4	−5.6	−6.7	−8.2	−3.0	−13.9	−9.7

A. Scheller.

Flächenhelligkeit des Himmels und Beleuchtungsstärke in Räumen. (Nachtrag, Met. Zeitschr. 9, 52.) Auf die zur Berechnung der Beleuchtungsstärke dienende Formel S. 560 kommt man kürzer auf folgende Weise, worauf mich Herr Prof. L. Weber freundlichst aufmerksam machte. Es ist

$$b = H \cdot \frac{F \sin \alpha}{R^2} \text{ Centimeterkerzen,}$$

oder rund

$$b = H \cdot \frac{\omega \sin \alpha}{10000} \cdot \pi \text{ Centimeterkerzen,}$$

oder

$$b = \pi . H . \omega \sin \alpha \text{ Meterkerzen,}$$

H in primären Einheiten. Man kommt also hier ohne die sekundäre Einheit aus, die aber sonst für photometrische Messungen und Rechnungen nicht gut zu entbehren ist. — Auf S. 56 u. ist außerdem ein Druckfehler unterlaufen: statt bildliche Übereinstimmung ist zu setzen leidliche. K. Kähler.

Winddruck. Versuche über Winddruck werden in England von Dr. T. E. Stanton ausgeführt. In der bekannten Formel $P = K . v^2$ wurde $K = 0.0027$ gefunden, also etwas kleiner als die Werte von Dines, Frowde und Langley. Eine wichtige Ergänzung erfuhren die Versuche durch Ausdehnung auf große Flächen über 100 Quadratfuß zur Entscheidung der öfter geäußerten Ansicht, daß bei großen Flächen die Zunahme des Druckes nicht proportional der Fläche, sondern kleiner ist. Es wurde zu diesem Zwecke ein eiserner Turm errichtet und die Flächen an leichtem Gerüst so aufgehängt, daß der Mittelpunkt 60 Fuß über dem Boden war.

Die untersuchten Flächen 5:5, 5:10 und 10:10 Fuß gaben praktisch für die Konstante die gleichen Werte. Unter Zugrundelegung von Pfund pro Quadratfuß und Meilen pro Stunde als Einheit des Druckes und der Windgeschwindigkeit wurde die Konstante zu 0.0032 gefunden. (Aus Nature.)

[1]) Eine Photographie des Nordlichts am 26. März 1908 enthält La nature vom 18. April 1908. Auch von den Instrumenten des magnetischen Observatoriums zu Parc Saint Maur wurde am Abend des 26. März eine magnetische Störung registriert, die bis zum 28. März Mitternacht anhielt.

Digitized by Google

Dr. F. Linke: Fern- und Naherdbeben auf Samoa 1905 und 1906. Nachrichten d. K. Gesellschaft d. Wissenschaften zu Göttingen. Wir entnehmen den beiden kleinen Abhandlungen auszugsweise das Folgende:

Im vorjährigen Berichte hatten sich eigenartige monatliche Perioden herausgestellt. Es war die Anzahl der Erdbeben am Tage einer Mondphase mit denen der drei vorhergehenden und nachfolgenden Tage zusammengefaßt worden und dabei hatte sich folgende Verteilung ergeben:

Monatliche Perioden der Erdbeben 1905.

Mondphase	Nahbeben Proz.	Fernbeben Proz.
Erstes Viertel	16.6*	23
Vollmond	23.0	33
Letztes Viertel	25.4	23
Neumond	35.0	21*

Bei der monatlichen Auszählung der Erdbeben von 1906 ergibt sich:

Mondphase	Nahbeben Proz.	Fernbeben Proz.
Erstes Viertel	19.2*	18.4*
Vollmond	19.2	22.8
Letztes Viertel	25.8	25.0
Neumond	35.8	33.8

Es fällt sofort auf, daß die monatliche Periode der Naherdbeben in beiden Jahren dieselbe war; bei den Fernbeben jedoch ergibt sich eine wesentlich andere Verteilung wie im vorigen Jahre. Sie gleicht vielmehr der der Nahbeben. Während man also geneigt ist, diese seltsame monatliche Periode der Nahbeben für reell anzunehmen, scheint eine Periode gleicher Art bei den Fernbeben nicht zu bestehen. Allerdings soll nicht übersehen werden, daß der Einfluß des Mondes in verschiedenen Gegenden ganz verschieden sein kann, so daß sich wohl für Erdbeben eines begrenzten Gebietes eine Abhängigkeit von den Mondphasen ergeben kann, der aber im Mittel aus allen anderen Gebieten verschieden ausfällt, je nachdem das eine oder andere von größeren Erdbebenschwärmen heimgesucht wird. Theoretisch erklärbar erscheint in erster Linie ein Unterschied zwischen Quadraturen und Syzygien. Und der ergibt sich allerdings mit großer Deutlichkeit aus allen in Samoa während der zwei Jahre registrierten Erdbeben:

Phasen	Nahbeben 1905	Nahbeben 1906	Fernbeben 1905	Fernbeben 1906	Mittel Proz.
Neumond und Vollmond	58.2	54.0	55.0	56.6	56.0
Erstes und letztes Viertel	41.8	46.0	45.0	43.4	44.0

Die Bearbeitung der Registrierungen von Nahbeben wird in einiger Zeit veröffentlicht werden. Über die Fernerdbeben wurden durch das Geophysikalische Institut in Göttingen regelmäßige Berichte versandt.

Apia, den 1. Februar 1907.

Zur Beobachtung der Entstehung von Ci-Wolken. In einem Aufsatz über Streifenwolken (Met. Zeitschr. 1907, S. 534) weist H. Osthoff darauf hin, daß die Wahrnehmung der Neubildung von Ci-Wolken vielfach dem Zufall überlassen bleibt. Ich darf vielleicht hierzu bemerken, daß photometrische Messungen der ultravioletten Strahlung am einfachsten mit dem Elster- und Geitelschen Instrument nach meinen Beobachtungen die Neubildung solcher Wolken bequem vorhersehen lassen. Oft schon eine Stunde, bevor das Auge eine Trübung wahrnimmt, macht sich die beginnende Kondensation in den oberen Luftschichten durch eine starke Erniedrigung der Strahlungsintensität bemerkbar; seltener ist, daß die Abnahme der Strahlungsintensität erst 10 bis 15 Min. vor dem Sichtbarwerden der Wolke eintritt.

Freiburg (Schweiz). Dr. A. Gockel.

Digitized by Google

Literaturbericht.

Deutsche überseeische meteorologische Beobachtungen: Gesammelt und herausgegeben von der Deutschen Seewarte mit Unterstützung durch die Kolonial-Abteilung des Auswärtigen Amtes, Heft XIV. Gesammelt und bearbeitet von Dr. P. Heidke, die ostafrikanischen Beobachtungen gesammelt von Prof. Dr. C. Uhlig. (Hamburg 1907). 4°. 3 Bl., 310 S.

Der erste Teil dieses Heftes enthält in Monats- und Jahresmitteln die Beobachtungen der sämtlichen von der Deutschen Seewarte eingerichteten Stationen bis Ende 1904, soweit sie nicht in früheren Jahren bereits in extenso veröffentlicht sind; der zweite Teil in extenso die Registrierungen und Terminbeobachtungen einiger ausgewählter, vom Reichs-Kolonialamt unterhaltener Stationen aus Deutsch-Ostafrika, hauptsächlich aus den Jahren 1903 und 1904.

Außer Angaben der Breite, Länge und Seehöhe bringt der beschreibende Teil für jede Station:

1. Unter Stationsbeschreibung eine kurze Schilderung der Stationslage und der Aufstellung der Instrumente;

2. unter Instrumente, soweit als möglich, Verfertiger und Nummer der benutzten Instrumente, sowie ihre Korrektionen;

3. unter Beobachter die Namen der Beobachter nebst Dauer ihrer Beobachtungszeit;

4. unter Bemerkungen Notizen über besonders auffallende Fehler bei den Ablesungen, sowie besondere Angaben, die von Interesse erscheinen;

5. unter Frühere Beobachtungen die in den vorhergehenden Heften der „Deutschen überseeischen meteorologischen Beobachtungen“ und in den „Mitteilungen von Forschungsreisenden und Gelehrten aus den deutschen Schutzgebieten“, herausgegeben von Freiherrn von Danckelman, bereits veröffentlichten Beobachtungen.

Eine Kritik der Beobachtungen ist in Teil I grundsätzlich vermieden; in Teil II finden sich Bemerkungen über Lückenhaftigkeit und Unsicherheit nur dann, wenn von der extenso-Veröffentlichung der Beobachtungen der betreffenden Monate abgesehen wurde.

Wie in der Einleitung des Heftes betont ist, beabsichtigt die Deutsche Seewarte auch künftig nur die Monats- und Jahresmittel der von ihr eingerichteten und unterhaltenen Stationen zu veröffentlichen. Ein ungefähres Bild des Wertes der Beobachtungen gewährt „Z“, die Anzahl der Beobachtungstage. Leider ist es nämlich den meisten Stationen nicht möglich, lückenlose Beobachtungen zu liefern, da die meisten Beobachter keinen Stellvertreter besitzen und durch Krankheit, Dienstreisen und andere unvorhergesehene Ereignisse gelegentlich verhindert werden. Hierdurch erklärt es sich auch, warum zahlreiche Stationen nach dem Weggange des Beobachters wieder eingehen mußten. Leider kann auch die Haltung von Stellvertretern nicht gefordert werden, da keinerlei Mittel zur Verfügung stehen, um den Beobachtern eine auch noch so geringe Besoldung zu gewähren, aus der sie ihrerseits ihren Stellvertreter entlohnen könnten. Als einzigen Entgelt erhalten sie die „Deutschen überseeischen meteorologischen Beobachtungen“, weshalb die nicht zu unterschätzende Mühe, der sie sich im Interesse der meteorologischen Forschung unterziehen, um so mehr Anerkennung verdient. Es folgt hieraus wohl von selbst, daß kein Vorwurf gegen die Beobachter ausgesprochen wird, wenn zugegeben werden muß: Den Anforderungen, welche an europäische meteorologische Stationen gestellt werden und gestellt werden müssen, genügen die meisten Stationen nicht und können die Stationen im allgemeinen auch nicht genügen; höchstens wird ab und zu ein besonders guter und lebhaft interessierter Beobachter für eine Reihe von Jahren, nämlich solange er selbst am Orte ist, einwandfreie Beobachtungen liefern; die Gewinnung eines gleichwertigen Nachfolgers, was ja doch für die Kontinuität der Beobachtungen das Entscheidende ist, gelingt nicht immer und dürfte auch in Zukunft nur in besonderen Ausnahmefällen zu erwarten sein. Als weiterer Grund ist die ungenügende Kontrolle in den Änderungen der Instrumentalkorrektionen zu erwähnen. Bei den Psychrothermometern scheint sie allerdings nur gering zu sein; nicht unbeträchtlich hingegen bei den Extremthermometern. Doch ist es leider noch nicht möglich gewesen, hierüber ein sich über längere Zeiträume erstreckendes einwandfreies Material zusammenzubringen. Nur so viel kann man wohl jetzt bereits als ziemlich sicher annehmen, daß namentlich in

Digitized by Google

den Tropen die Maximumthermometer im allgemeinen ein Anwachsen der negativen, die Minimumthermometer ein Anwachsen der positiven Korrektion zeigen. Bei Nichtberücksichtigung dieser Änderung wird sich daher im allgemeinen eine zu große Tagesschwankung der Temperatur ergeben. Der Ausweg, welcher bei den europäischen und auch bei einer Reihe von außereuropäischen Stationen dadurch eingeschlagen wird, daß die Instrumente jeder Station nach einer gewissen Zeit mit Kontrollinstrumenten bei Gelegenheit von Inspektionsreisen durch Beamte der zuständigen meteorologischen Institute verglichen werden, ist wegen der hohen Reisekosten, die durch eine entsprechende Revision entstehen würden, ungangbar. Auch ein Umtausch der Instrumente nach einer bestimmten Zeit erscheint nicht angebracht, da alsdann auf dem Transport zweifellos zahlreiche Instrumente zertrümmert würden und eine Prüfung nach ihrer Rücklieferung damit illusorisch gemacht wäre. Ganz ausgeschlossen ist diese Methode für die recht teuren Quecksilberbarometer, von denen auch heute noch mehr als die Hälfte auf dem Transport zertrümmert werden.

Nicht unerwähnt darf ferner bleiben, daß ein beträchtlicher Teil der Beobachtungen erst mehrere Jahre nach ihrer Einsendung ausgewertet ist — dieser Zeitraum beträgt bei einzelnen Stationen bis zu 12 Jahren. Daher war es nicht mehr möglich, betreffs aller zweifelhaften Beobachtungen die wünschenswerten Nachforschungen anzustellen, sei es, weil der damalige Beobachter bereits verstorben bzw. sein Aufenthaltsort nicht mehr zu ermitteln war, sei es, weil er sich nach dem Verlaufe so vieler Jahre naturgemäß nicht mehr der erforderlichen Einzelheiten erinnern konnte. Ferner ist noch zu erwähnen, daß vielfach nicht mehr einwandfrei festgestellt werden konnte, welche Thermometer bei den Ablesungen benutzt waren, und der Bearbeiter daher zum Teil bei der Anwendung der Korrektionen auf Vermutungen angewiesen war. Indessen darf diesem Umstande auch kein allzu großes Gewicht beigelegt werden, da die Korrektionen der benutzten Thermometer doch nur einige Zehntel Grade betragen. Von einer Auszählung der Regentage überhaupt, also mit Regenmengen von wenigstens 0.05 mm, mußte abgesehen werden, weil die Regenmenge 0.0 Monate und Jahre hindurch nicht angegeben ist. Es wurde deshalb als niedrigster Schwellwert 0.2 mm gewählt. Bei mehreren Stationen wurde wegen zu großer Unsicherheit auf eine Berechnung der Niederschlagsmenge und die Auszählung der Regentage völlig verzichtet. Auch von einer Auszählung der Tage mit Gewitter, Donner und Wetterleuchten wurde bei zahlreichen Stationen Abstand genommen, da nicht mit Sicherheit festzustellen war, ob diese Elemente nur nicht angegeben oder ob sie in der Tat nicht eingetroffen waren.

Da von der Deutschen Seewarte jetzt laufend Mittel zur Berechnung der Beobachtungen dieser Stationen zur Verfügung gestellt werden können, so ist zu erwarten, daß die im letzten Absatz erwähnten Fehlerquellen künftig in Fortfall kommen werden.

Die längsten und wertvollsten Reihen von demselben Beobachter bilden die von Herrn Hafenmeister a. D. F. H. Mörsel in Chi-mul-po seit Juli 1888 und von Herrn Dr. Funck in Apia seit Januar 1891 fast ununterbrochen fortgesetzten Beobachtungen.

Teil II enthält in extenso die Terminbeobachtungen der Jahre 1903 und 1904 von 11 ausgewählten Stationen von Deutsch-Ostafrika wie einzelner aus vorhergehenden Jahren, ferner die stündlichen Aufzeichnungen von Baro-, Thermo-, Hygro- und Anemographen sowie Sonnenscheinautographen, soweit sie zur Auswertung geeignet erschienen. Eine Zusammenstellung der sämtlichen Beobachtungen aus Deutsch-Ostafrika von den Jahren 1903 und 1904 ist in Heft 1 des Jahrganges 1908 der „Mitteilungen von Forschungsreisenden und Gelehrten aus den deutschen Schutzgebieten", herausgegeben von Freiherrn von Danckelman, als Fortsetzung der bereits erschienenen Zusammenstellungen der früheren Jahre zur Veröffentlichung gelangt.

Baro-, Thermo- und Hygrogramme sind grundsätzlich nur dann ausgewertet worden, wenn sie Zeitmarken enthielten. Diese Kontrolle dürfte unbedingt zu fordern sein, weil die benutzten Registrierinstrumente Richardsche sind, die noch dazu von Beobachtern bedient wurden, die meist nur eine kurze Ausbildung in deren Bedienung genossen hatten und denen deshalb nicht die Vornahme von kleinen Verbesserungen an diesen Instrumenten zugemutet werden durfte. Die Richtigkeit dieser Beschränkung dürfte wohl daraus zu folgern sein, daß sich die Streifenkorrektion teilweise als recht veränderlich erwiesen hat, sei es, weil die Streifeneinteilung nicht genau der Amplitude des benutzten Instrumentes entsprach, sei es, weil wahrscheinlich, durch die Feuchtigkeit hervorgerufen, Verzerrungen

Digitized by Google

des aufgelegten Streifens eingetreten sind. Fehler im Gange des Uhrwerkes wurden durch Verwendung geteilter Glasplatten unter Zugrundelegung der Zeitmarken eliminiert.

Bezüglich des Wertes der Terminbeobachtungen trifft das bei den Stationen der Deutschen Seewarte Gesagte für die meisten Stationen ebenfalls zu. Umfaßt die Beobachtungszeit auch fast ausschließlich die Jahre 1903 und 1904, so daß vielfach Zweifel noch durch Rückfragen behoben werden konnten, so ist doch andererseits der Wechsel der Beobachter beträchtlich stärker als bei den Stationen der Deutschen Seewarte. Es ist auch nicht zu erwarten, daß hierin in absehbarer Zeit eine Änderung eintreten wird, da die Beobachter zum großen Teil Angehörige der Kaiserlichen Schutztruppe sind, die häufig abkommandiert werden. Vor allen Dingen verursacht aber bei vielen Stationen das Klima häufige Erkrankungen, wodurch Unterbrechungen entstehen; ja gelegentlich hat auch die hierdurch erforderliche Rückkehr des Beobachters in die Heimat oder seine Versetzung in eine andere Gegend das Eingehen der Station zur Folge.

Es dürfte hier vielleicht der Ort sein, darauf hinzuweisen, wie nach Meinung des Verfassers den Übelständen, die durch die Lückenhaftigkeit der Beobachtungen hervorgerufen werden, wenigstens zum Teil abzuhelfen ist. Ein wesentlicher Vorteil wäre es, wenn es gelänge, die Zahl der Terminablesungen für gewisse Elemente auf eine Ablesung täglich zu beschränken. Zur Bestimmung der Bewölkung wie der Windrichtung und -Stärke ist es nicht nötig, daß sich der Beobachter regelmäßig zur festgesetzten Zeit zu seiner Station begibt, er kann die Bewölkung und Windstärke auch an einem Punkte der Umgebung seiner Station durch unmittelbare Schätzung, die Windrichtung mit Hilfe eines Taschenkompasses bestimmen. Nur zwecks Ablesung der Thermometer, des Barometers und des Regenmessers muß er sich zur Terminzeit zur Station begeben. Gibt man nun der Station einen Baro-, Thermo- und Hygrographen, so genügt es, wenn die Ablesungen am Barometer und den Thermometern einmal täglich gemacht werden und wenn diese Zeit notiert und an den Registrierinstrumenten zur selben Zeit eine Zeitmarke angebracht wird, so daß man die Streifenkorrektion zu bestimmen vermag. Am besten erfolgt die Ablesung morgens und zwar um 7^a. Mit ihr zu verbinden ist die Ablesung am Regenmesser. Ein weiterer Vorteil ist der, daß der Beobachter auch nicht einmal an die bestimmte Zeit von 7^a für diese Morgenablesung gebunden ist, wenn es nicht gerade geregnet hat. Ist allerdings dieses der Fall gewesen, so muß es durchaus verlangt werden, daß alsdann der Regenmesser stets zu einer bestimmten Zeit abgelesen wird.

P. Heidke.

Bidlingmaier, Friedrich: Der Doppelkompaß, seine Theorie und Praxis. (Berlin 1907). 4°. 104 S., S.-A. Deutsche Südpolarexpedition 1901—1903. Band V. Erdmagnetismus I.

Der Doppelkompaß ist ein Instrument aus der Kategorie der erdmagnetischen Lokalvariometer. Er führt seinen Namen nach dem Umstand, daß er aus zwei vertikal übereinanderschwebenden Kompaßrosen besteht. Das erste, vom Verfasser seinerzeit improvisierte Instrument der Art war in der Tat aus zwei übereinandergestellten Kompassen hergestellt.

Während bei einem einfachen Kompaß die Rose sich stets in die Richtung des gerade herrschenden magnetischen Feldes einstellt, lenkt beim Doppelkompaß jede Rose die andere ab und beide drehen sich dadurch aus dem Meridian heraus, bis ihre gegenseitige Abstoßung dem Drehmoment, welches der Erdmagnetismus auf jede Rose ausübt, das Gleichgewicht hält. Kennt man daher die Größe der ablenkenden Kraft der Rosen aufeinander, so gibt die Größe des Spreizungswinkels zwischen den Achsen der Rosen ein Maß für die Horizontalintensität des Erdmagnetismus ab.

Als Rose kommt die Thomsonrose in Anwendung, da sie sich als besonders geeignet erwiesen hat. Sie besteht aus acht parallelen, kleinen, zueinander fest versteiften Magnetstäben, die etwas unterhalb der Teilungsebene der Rose hängen und zu je vieren östlich und westlich von der Meridianachse der Teilung angeordnet sind. Jeder Magnet der einen Rose wirkt drehend auf jeden der anderen. Der Verfasser leitet daher zunächst für einen irgendwie gelegenen Magneten der oberen Rose und einen ebenfalls beliebig seitlich angebrachten der unteren Rose das gegenseitige Drehmoment ab. Es ergibt sich als eine Funktion der Entfernung der Rosen und der Verteilung der Magnetismen in jedem der zwei Magnetstäbe. Das Drehmoment aller Magnete der einen auf alle der anderen Rose stellt sich so dar als

Digitized by Google

von der Gestalt $D \frac{M + M_1}{e^3} \cos \frac{1}{2} \psi$, wo M das Gesamtmoment der oberen, M_1 jenes der unteren Rose, e die Entfernung der Magnetsysteme voneinander, ψ der Winkel der Achsen der Rosenteilung zueinander und D eine Funktion ist, die in Analogie steht zu den sogenannten Ablenkungsfunktionen bei der Wirkung zweier Magnete aufeinander, wie wir sie z. B. bei der Theorie des Lamontschen Theodoliten antreffen. Gleichgewicht herrscht, wenn das Drehmoment der Horizontalintensität umgekehrt gleich groß dem Drehmoment der Rosen aufeinander ist. Da die Intensität des Erdfeldes auf eine um φ abgelenkte Nadel $HM \sin \varphi$ ist, so kann man leicht durch Gleichsetzen der Drehmomente für die Horizontalintensität eine Formel ableiten, die sich aus $M + M_1$, $\frac{1}{e^3}$, $\frac{1}{2} \psi$ und D berechnen läßt. Das erfordert jedoch eine genaue Bestimmung von D und ist schließlich nicht die Aufgabe des Doppelkompasses.

Dieser soll vielmehr ein relatives Instrument sein, d. h. an jedem Orte das dort vorhandene H uns im Verhältnis zu einem normalen H_0 geben, das an einer Basisstation schon anderweit bekannt ist. Für diesen Fall besteht die Beziehung:

$$H : H_0 = (\cos \tfrac{1}{2} \psi) : (\cos \tfrac{1}{2} \psi_0).$$

Ist also ein für allemal das zu dem bekannten H_0 und einer bestimmten Entfernung gehörige ψ_0 durch Beobachtung festgelegt, so genügt an jedem anderen Orte eine einfache Ablesung des dort entstehenden Spreizungswinkels ψ, um das hier herrschende H zu ermitteln.

Das ist dieselbe Aufgabe, die schon von einer Anzahl anderer Lokalvariometer gelöst wird. Denen gegenüber besitzt das Instrument von Bidlingmaier jedoch so erhebliche Vorteile, daß wohl kein anderes mit dem Doppelkompaß erfolgreich wetteifern könnte. Es sind dies folgende: Es paßt sich jedem auf der Erde vorkommenden Werte der Horizontalintensität an; selbst wenn sie, z. B. in polaren Gegenden, ganz schwach wird, läßt sich durch Vergrößerung des Abstandes der Rosen ihr gegenseitiges Drehmoment genügend verkleinern; es hat keinen störend bemerkbaren Einfluß der Temperaturänderungen; es besitzt eine große Genauigkeit, und vor allem: es ist an Bord brauchbar. Hierin besonders beruht sein Wert für die erdmagnetische Forschung. Es ist bekannt, welche vorzüglichen Resultate derselbe Forscher mit den bisher für Schiffsbeobachtungen üblichen Instrumenten auf dem „Gauss“ erreicht hat, aber auch bekannt, wie mühselig ihre Durchführung auf dem stets schwankenden Schiffe gewesen ist. Demgegenüber ist die Beobachtung mit dem Doppelkompaß eine erhebliche Erleichterung, und die Genauigkeit größer, als sie für Landesaufnahmen vorschriftsmäßig ist, im Mittel 1 Prom.

Dies Ergebnis ist einesteils auf die Seetüchtigkeit der Thomsonrose zurückzuführen, andererseits aber besonders auf die mustergültig durchdachte Konstruktion des Bidlingmaierschen Instrumentes. Leider kann an dieser Stelle auf jenen Punkt nicht näher eingegangen werden, da nur an Hand von Abbildungen eine Beschreibung durchzuführen möglich wäre. Wem die hier besprochene Veröffentlichung nicht zugänglich sein sollte, der sei auf ein großes Selbstreferat des Verfassers in den Annalen der Hydrographie hingewiesen. Hier findet man übrigens besonders ausführlich dargetan, welch weite Verwendung der Doppelkompaß in der praktischen Navigation zu finden berufen ist. Es ist mit seiner Hilfe nicht nur möglich, den besten Ort aufzusuchen, wo an Bord der einfache Schiffskompaß aufzustellen ist, sondern es gelingt auch, einfacher als mit dem letzteren, die Konstanten der Deviationsformel zu bestimmen, dies sogar, wenn es nötig ist, in voller Fahrt, ohne irgendwelchen Aufenthalt.

Der Doppelkompaß hat schon Vorläufer. Bereits 1853 veröffentlichte ein englischer Schiffer eine hierher gehörige Idee. Sie war aber in der Form unbrauchbar. Dagegen kam der Holländer Stamkart der hier besprochenen Konstruktion schon sehr nahe; seine Arbeiten sind aber in Vergessenheit geraten. Der Verfasser kam jedenfalls ohne Kenntnis der Stamkartschen Doppelrose auf sein Instrument; die Durcharbeitung ist eine durchaus selbständige. Während der Abwesenheit des Verfassers, also während seines Aufenthaltes in der Antarktis, ist in Deutschland die Idee von zwei Seiten aufgenommen worden, von Heydweiller und von Ebert. Diese beiden Herren werden jedoch gern zugeben, daß der Doppelkompaß nicht nur dasselbe leistet wie ihre Instrumente, sondern mehr. Er ist so gut an Land brauchbar, wie im Ballonkorb, wie an Bord unserer Schiffe.

Nippoldt.

Digitized by Google

Bibliographie.

Annali dell' Ufficio centrale meteorologico e geodinamico italiano. Serie seconda. Vol. XVII, Parte III, 1895. Roma 1907. 4°. XII, 283 S.

Arctowski, Henryk: Notice sur les variations de longue durée des amplitudes moyennes de la marche diurne de la température en Russie. 8°. S.-A. Bull. de la Soc. Belge d'Astronomie, XIII, 1908, S. 89—102.

—: Variation des amplitudes des marches diurnes de la température au sommet du Pike's Peak. 8°. S.-A. Bull. de la Soc. Belge d'Astronomie, XIII, 1908, S. 102—105.

Meteorological **Atlas** of the Indian Seas and the North Indian Ocean. Prepared chiefly by W. L. Dallas under the direction of Gilbert T. Walker. Simla, published by the Meteorological Department of the Government of India 1908. Edinburgh, J. Bartholomew. qu. Fol. VIII, 39 S. Text, 36 Karten. Preis 17 sh. 6 d.

Bürgel, Bruno H.: Wetter-Kalender und kritische Tage für das Jahr 1908, Juli bis Dezember. Berlin, H. Steinitz (1908). kl. 8°. 87 S. Preis 1 ℳ.

China Coast Meteorological Register 1907. Hongkong 1907. Fol.

Ciofalo, Michele: Il clima di Termini dedotto dalle osservazioni meteorologiche del periodo 1880—1906. Termini Imerese 1907. 4°. 72 S. 1 Bl.

Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen auf dem Tsukubasan im Jahre 1903. Herausg. vom Hofmarschall-Amt S. K. H. des Prinzen Yamashina. Tokio 1907. gr. 4°. 2 Bl., 162, 19 S., 2 Taf.

Fleming, J. A.: Mean values of the magnetic elements at observatories. 8°. S.-A. Terrestr. Magnetism and Atmosph. Electr. XII, 1907, S. 175—182.

—: Scientific results of the Ziegler Polar Expedition of 1903 to 1905. 8°. S.-A. Terrestr. Magnetism and Atmosph. Electr. XII, 1907, S. 105—124.

Greim: Die Hagelfälle im Großherzogtum Hessen im Jahre 1907. (Nach dem vom Großh. Hydrographischen Bureau gesammelten Material). Darmstadt (1908). 3 S. S.-A. Hessische Landwirtschaftliche Zeitschrift.

Halbfass, W.: Klimatologische Probleme im Lichte moderner Seenforschung. Neuhaldensleben 1907. 4°. 21 S. (XXXII. Jahresber. des Gymn. zu Neuhaldensleben). Preis 1.50 ℳ.

Koninklijk Nederlandsch Meteorologisch Instituut. **Jaarboek:** Acht-en-vijftigste Jaargang. 1906. A. Meteorologie. Utrecht 1907. 4°. XXXIII, 268 S. B. Aard-Magnetisme. Utrecht 1907. 4°. 38 S.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1903. Elsaß-Lothringen. Herausg. von Hugo Hergesell. Straßburg i. E. 1907. 4°. VIII, 56, 9 S.

Månadsöfversikt af väderleken i Finland, utgifven af Meteorologiska Centralanstalten i Helsingfors. Årg. 1. 1907. Fol. 12 Blatt. [Bilaga till Finlands Allmänna Tidning]. Preis 1 mk. — Diese Monatsberichte erscheinen als Zeitungsbeilage auch in finnischer Sprache.

Marchi, Luigi de: Teoria della doppia oscillatione diurna del barometro. Venezia 1908. 8°. 19 S. S.-A. Atti del R. Istituto Veneto di Sc., Let. ed Arti, Tomo XLVII, parte seconda.

Mysore Meteorological Memoirs. Nr. II. Containing for the period of the twelve years 1895 to 1906 the means of the hourly records of the weather elements obtained with the self-recording instruments at the Bangalore Observatory, together with the twelve-year monthly means of various weather elements and miscellaneous observations. Published by John Cook. Bangalore 1908. Fol. 2 Bl., III, 33 S. 11 Taf.

Niederschlagsbeobachtungen an den meteorologischen Stationen im Großherzogtum Hessen für das Jahr 1907. VII. Jahrgang. Bearbeitet im Großherzogl. Hydrographischen Bureau. Darmstadt 1908. Fol. 51 S.

Observações meteorologicas e magneticas feitas no Observatorio Meteorologico de Coimbra no anno de 1904. Volume XLIII. Coimbra 1908. Fol. VIII, 153 S.

—: Dasselbe für 1905. Volume XLIV. Ebenda 1908. Fol. VIII, 152 S.

Observations made at the Royal Magnetical and Meteorological Observatory at Batavia. Published by order of the Government of Netherland's East-India by W. van Bemmelen. Vol. XXVIII. 1905. Batavia 1907. Fol. XXXVII, 198 S.

Peruvian Meteorology by Solon J. Bailey. Observations made at the Arequipa station 1892—1895. Cambridge 1907. 4°. (Annals of the Astr. Obs. of Harvard College, Vol. XLIX, Part I, 3 Bl., 103 S., 1 Plate).

Regenwaarnemingen in Nederlandsch-Indie. Acht en twintigste Jaargang 1906. Bewerkt en uitgegeven door het Kon. Magnetisch en Meteorologisch Observatorium te Batavia. Batavia 1907. gr. 8°. XI, 574 S.

Rekstad, J.: Die Abhängigkeit der Lage der Schneegrenze von den Sommerisothermen in Norwegen. Christiania 1907. 8°. 8 S. S.-A. Videns.-Selskabs Forhandl. for 1907. Nr. 7. Preis 0.35 ℳ.

Report of the Meteorological Service of Canada. By R. F. Stupart. For the year ended December 31, 1905. Ottawa 1907. 4°. XIX, 418 S. 13 Taf.

Rutherford, E.: Radioaktive Umwandlungen. Übersetzt von M. Levin. Braunschweig, Fr. Vieweg & Sohn 1907. 8°. VI, 285 S. (Die Wissenschaft. Sammlung naturwissenschaftl. u. mathem. Monographien. Heft 21). Preis 8 ℳ.

Schmidt, Adolf: Die magnetischen Observatorien des preußischen Meteorologischen Instituts. 8°. S.-A. Terrestr. Magnetism and Atmosph. Electr. XII, 1907, S. 169—174.

Schulz, Paul: Klimaschwankungen im mittleren Norddeutschland und ihr Einfluß auf die Ernteerträge. Inaugural-Dissertation. Halle a. S. 1907. 4°. 51 S. 1 Bl. 2 Taf. Preis 1 ℳ.

Smithsonian Meteorological Tables. [Based on Guyot's Meteorological and Physical Tables]. City of Washington 1907. 8°. LX, 280 S. (Smithsonian Miscellaneous Collections part of volume XXXV). Preis 12.50 ℳ.

Watt, Andrew: The Climate of the British Isles. Edinburgh 1908. 8°. S.-A. The Scottish Geogr. Magazine for April 1908, S. 169—186.

Zeitschrift für Balneologie, Klimatologie und Kurort-Hygiene, herausgegeben von San.-Rat Dr. Graeffner und Dr. Kaminer. Berlin, Allgem. Medizin. Verlagsanstalt 1908. 4°. Preis pro Band (12 Hefte) 8 ℳ. — Diese neue Zeitschrift erscheint unter Mitwirkung namhafter Meteorologen.

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

J. Hauff & Co., G. m. b. H.

Feuerbach (Württemberg).

Hauff-Trockenplatten

höchster Empfindlichkeit

Gewöhnliche Momentplatte
Orthochromatische Momentplatte } Gleiche Preise
Lichthoffreie orthochr. Platte

Sauberste Präparation. Vorzügliche Deckung und Klarheit Feines Korn. Keine Gelbfärbung, daher für jeden Entwickler gleich gut verwendbar. Hervorragend für Standentwicklung.

Neu! Flavin-Platte-Hauff Neu!

Orthochromatische Momentplatte. Gibt **ohne** Anwendung einer **Gelbscheibe** die **Helligkeitswerte von Gelb und Grün naturgetreu** wieder. Vorzüglich für Aufnahmen im Gebirge, Schneelandschaften, Blumen, farbige Kostüme usw.

Näheres im Photo-Handbuch-Hauff. Gratis.

Neu! Hauff-Diapositiv-Platte Neu!

für Projektions-, Stereoskop- und Fenster-Bilder.
Hervorragend brillant und plastisch wirkend.
Für schwarze, braune und violette Töne geeignet.

Genaue Gebrauchsanweisung liegt jeder Packung bei.

Bezug durch die Handlungen photographischer Artikel.

Unabhängig, einfach, sicher, sauber und beinahe kostenlos im Betriebe ist

„Mita" - Reform - Licht

Für jed. Projektionsapparat.

Für jed. Projektionsapparat.

Wer mit angenehmer, zuverlässiger Lichtquelle 33 facher Vergrößerungskraft in Familie, Schule und auf Reise arbeiten will, fordere Prospekt und Gebr.-Anw. vom Händler, oder direkt von

Siegel & Butziger Nachf., Dresden 41.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Theoretische Betrachtungen

über die Ergebnisse der

Wissenschaftlichen Luftfahrten

des Deutschen Vereins zur Förderung der Luftschiffahrt in Berlin

von **Wilhelm von Bezold.**

Mit 17 eingedruckten Abbild. gr. 4. geh. Preis 1 ℳ

(Sonder-Abdruck aus „Assmann und Berson, Wissenschaftliche Luftfahrten".)

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Verlag von Otto Salle in Berlin W. 30.

Technik des physikalischen Unterrichts

nebst Einführung in die Chemie.

Von

Dr. Friedrich C. G. Müller

Professor am von Saldernschen Realgymnasium zu Brandenburg a. H.

Mit 251 Abbildungen im Text. — Preis geh. 6 Mark, gebd. 7 Mark.

Der angehende Lehrer der Physik bedarf eines führenden Buches, in dem das zusammengestellt und verarbeitet ist, was der Experimentalunterricht modernen Zuschnitts an Einrichtungen, Apparaten und sonstigen technischen Hilfsmitteln erfordert und welches eine Anweisung gibt, wie diese Hilfsmittel am besten zu verwenden sind.

Physikalische Freihandversuche.

Unter Benutzung des Nachlasses von

Prof. Dr. Bernhard Schwalbe

weil. Geh. Reg.-Rat und Direktor des Dorotheenstädt. Realgymnasiums zu Berlin.

Zusammengestellt und bearbeitet von

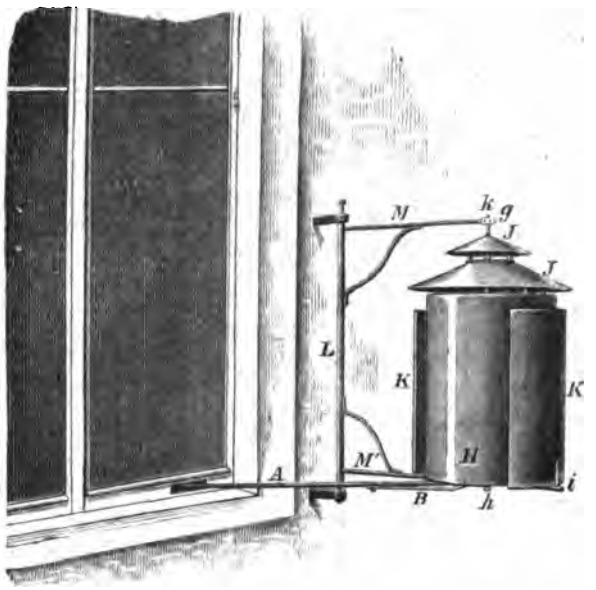
Hermann Hahn

Professor am Dorotheenstädt. Realgymnasium zu Berlin.

I. Teil: **Nützliche Winke. Maß und Messen. Mechanik der festen Körper.** Mit 269 Figuren im Text. Preis geheftet 3 Mark, gebunden 3,75 Mark.

II. Teil: **Eigenschaften der Flüssigkeiten und Gase.** Mit 569 Figuren im Text. Preis geheftet 5 Mark, gebunden 6 Mark.

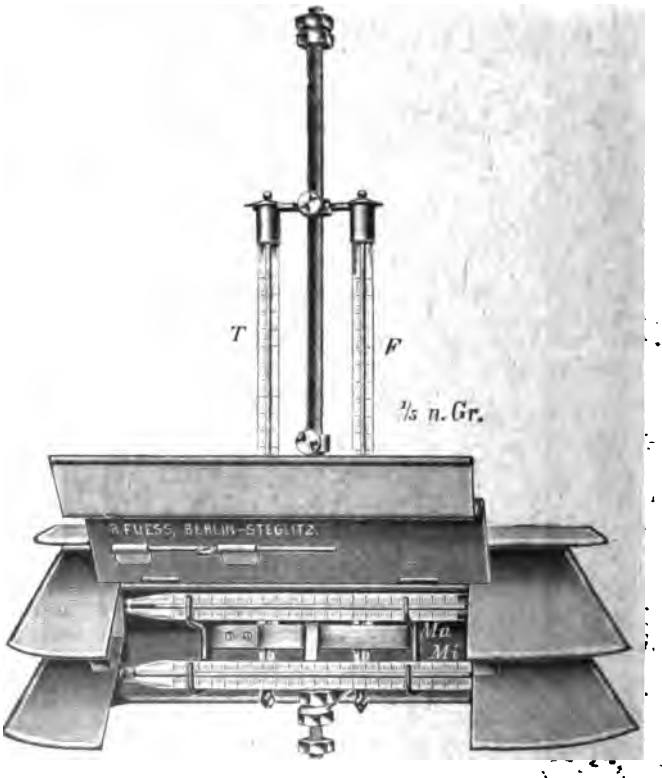
Digitized by Google



R. FUESS

VORMALS J. G. GREINER JR. & GEISSLER

STEGLITZ bei **BERLIN,** Düntherstr. 8.



☞ Diesem Hefte liegt ein Prospekt von **Otto Salle Verlag** in **Berlin**, betr. **Das Klima von Berlin**, eine meteorologisch-hygienische Untersuchung von Otto Behre, bei, der geneigter Beachtung empfohlen wird; ferner ist ein Prospekt der Firma **G. Rüdenberg jun.** in **Hannover** und **Wien**, betr. **„Photographische Apparate usw."** beigefügt.

1908 Heft 6 Juni

...BRIDGE, MASS.

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. R. SÜRING
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXV, zugleich Bd. XLIII der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit vier Textfiguren.

INHALT.

Seite

J. Maurer: Die Wärmeabnahme mit der Höhe in den Schweizer Alpen 241
W. A. Michelson: Ein neues Aktinometer. Mit 2 Textfiguren 246
Vereinsnachrichten 253

Kleinere Mitteilungen:

Seite

H. Mohn über die meteorolog. Ergebnisse der zweiten norwegischen arktischen Expedition im „Fram", 1898 bis 1902 256
J. Hann: Das amazonische Klima 259
Außerordentlicher Wettersturz Ende Mai in der Schweiz 261
H. Guillemard und A. Moog: Über den Einfluß des Höhenklimas auf den Hydratwasserverlust des Organismus 262
Wilh. Trabert: Witterung und Geisteskrankheit 263
Die Temperatur der unteren Schichten der freien Atmosphäre über München am 2., 3. und 4. Januar 1906. Mit 2 Textfiguren . . 263
Ein Rückschritt beim meteorologischen Dienst in Rumänien . . . 267
E. van Everdingen: Über die Beziehung zwischen der Sterblichkeit der Kinder und den hohen Temperaturen 267
Der Regenfall auf den Philippinen 268

Seite

A. Defant: Sir John Eliot über die Winde in Nordindien . . 268
Taifun bei den Karolineninseln 273
Untersuchungen über die Veränderlichkeit der jährlichen Niederschlagsperiode im Gebiete zwischen der Donau und nördlichen Adria 274
W. H. Dines: Über die isotherme Schicht in unserer Atmosphäre 275
Das Spektrum des Nordlichtes 276
Jakob Hegyfoky: Die Lufttemperatur in Ungarn zur Zeit der Ankunft von 32 Vogelarten 276
W. Köppen: Die Orientierung fallender Prismen in der Luft . . 280
E. van Everdingen: Die erdmagnetischen Charaktersahlen für 1906 283
Zum Klima des Französischen Sudan. Oberes Senegambien . . . 284

Literaturbericht:

G. Hellmann: Gilbert, Otto, Die meteorologischen Theorien des griechischen Altertums 285
J. Schubert: Åkerblom, F., Recherches sur les courants les plus bas de l'atmosphère audessus de Paris 285
G. Wussow: E. van Rijckevorsel, Konstant auftretende sekundäre Maxima und Minima in dem jährlichen Verlauf der meteorologischen Erscheinungen 286

Bibliographie 287

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis ℳ 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1908

Digitized by Google

Original Lambrecht's Polymeter

in Taschenuhrform, D. R. G. M. Nr. 277158

(speziell für die Reise)

mit Index- und Gangkorrektion ist das **erste justierbare Präzisions-Haarhygrometer** in dieser Größe. Die Konstruktion ist so eingerichtet, daß sie ein **zuverlässiges** Funktionieren des Instrumentes **in allen Lagen** gestattet. — **Ausführung in Messing-Gehäuse** mit **Silber-Email-Skala,** wie Abbildung, mit **Kompaß** und **2 Thermometern** (einem über und einem unter Null) im Etui.

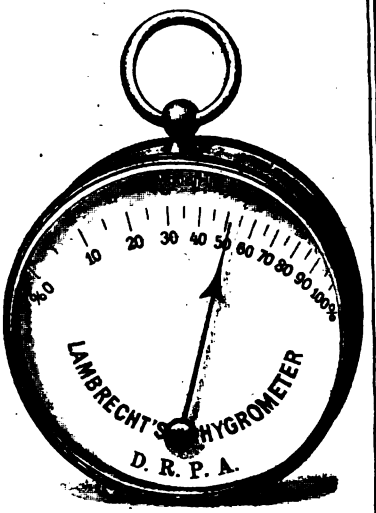
Original Lambrecht's Hygrometer

in Taschenuhrform, D. R. G. M. Nr. 277158

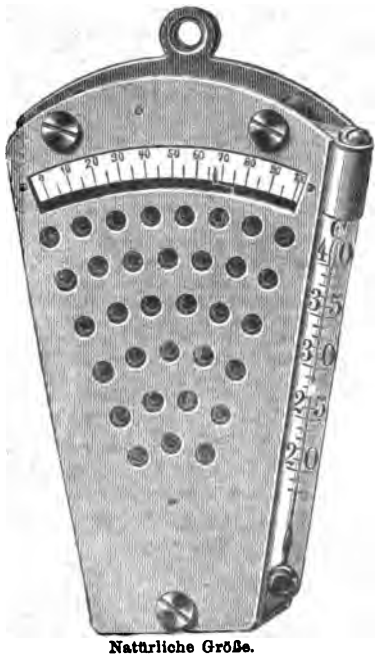
dient lediglich zur Bestimmung der relativen Luftfeuchtigkeit.

Die vorstehenden beiden Instrumente eignen sich besonders zur Kontrolle von Hygrometern in Schulzimmern, Krankenhäusern, Spinnereien, Webereien usw.

Eine ausführliche Gebrauchs-Anweisung wird jedem Instrument beigegeben.



Natürliche Größe.



Natürliche Größe.

Original-Kleider-Hygrometer

nach Dr. Casimir Wurster

zur Untersuchung des künstlichen Klimas des Körpers und der Bekleidung.

Aufgestellt im Hygienischen Museum in Berlin und im Gebrauch bei vielen hervorragenden Ärzten und Naturforschern, u. a. auch im Hygienischen Institut in Berlin unter Direktion des Herrn Geh. Ober-Medizinalrat Professor Dr. Koch und bei Herrn Professor Dr. Erwin von Esmarch.

Man verlange die Broschüren:

„Die Temperatur-Verhältnisse der Haut und deren Beziehungen zum Stoffwechsel, zur Erkältung und Katarrh" von Dr. Casimir Wurster. Preis ℳ 1.—.

„Kleiderhygrometer und Kleidung" von Dr. Casimir Wurster. Preis ℳ 0.40.

Soeben erschien die interessante Broschüre:

„Wettervorhersage für jedermann" von Prof. Dr. Hermann J. Klein. Preis ℳ 1.50.

Ferner:

„Die Verwendung Lambrecht's Polymeter (Haarhygrometer) in der Industrie" von Dr. Hygrotimos. Preis ℳ —.25.

Man verlange Gratis-Drucksache Nr. 37.

Wilh. Lambrecht, Göttingen (Georgia Augusta)

Fabrik meteorologischer Instrumente und solcher für Hygiene und Technik.

Spezialität: **Präzisions-Haarhygrometer.**

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 25 * 1908 * Heft 6.

Die Wärmeabnahme mit der Höhe in den Schweizer Alpen.

Von J. MAURER,
Direktor der schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt.

Für eines der klimatologisch interessantesten Gebiete, die Ostalpen, hat Herr Hann schon vor reichlich 20 Jahren die Frage nach der vertikalen Verteilung der Temperatur in abgeschlossener, unübertroffener Darstellung behandelt und damals bereits auch den Anschluß an schweizerisches Gebiet — durch Einbeziehung des unteren Rheintales und der Alpensüdseite — vermittelt. Seitdem ist das reiche Material der Schweizer Stationen in seiner Gesamtheit für die vorliegende Frage nicht mehr verwendet worden; was Hirsch und Weilenmann noch früher[1]) zu unserem Thema in schätzenswerten Arbeiten beibrachten, stützte sich bloß auf kurze, 5- bis 8jährige Serien aus dem meteorologischen Beobachtungsnetz der Schweiz, und weiter war deren Verwertung auch nicht derart, daß sie vor einer strengeren kritischen Prüfung nach heutigen Anschauungen in dieser Frage mehr Stand zu halten vermöchten.

Was Herr Hann in mühevoller Arbeit und eingehendster Darstellung für die Wärmeabnahme mit der Höhe in den Ostalpen bekannt gegeben hat, verdient wohl eine Fortsetzung, wenn auch in bescheidenerem Rahmen, über das Gebiet der Westalpen hin, soweit sie auf Schweizer Gebiet liegen; das Rheintal mit den graubündnischen Stationen, als den Übergang zu den Ostalpen vermittelnd, wird eine besondere Darstellung beanspruchen, die gewissermaßen als Mittelglied das Band zwischen den Hannschen und unseren Werten der Temperaturabnahme, soweit sie den Nordhang der Alpen betreffen, bildet. In seinen „Temperaturverhältnissen der österreichischen Alpenländer“ hat Herr Hann damals die Temperaturmittel aller Stationen auf die Epoche 1851 bis 1880 reduziert; in vorliegender Übersicht wird als einheitliche Normalperiode der 37jährige Zeitraum 1864 bis 1900 zugrunde gelegt, innerhalb dessen das schweizerisch-meterorologische Beobachtungsnetz seinen Anfang genommen hat. Für die spätere Vergleichung der beiderseitigen Resultate, betreffend die vertikale Abnahme der Temperatur in den West- und Ostalpen, ist diese Verschiedenheit der Epochen ohne jeglichen Einfluß und Bedeutung. Es ist hier nicht der Ort, für alle unsere Stationen die Anführung der Temperaturmittel im einzelnen, die Art der Reduktionen usw. im Detail zu erbringen; ein solcher Nachweis wird an anderer Stelle geleistet werden. Hier liegt uns nur daran, vorläufig dem Leser das Resultat der Ergebnisse unserer Rechnungen vor Augen zu führen, damit diese neueren Werte, auch neben und mit jenen von Hann, unter Umständen ihre nützliche Verwertung finden können.

Um die Wärmeänderung mit der Höhe aufzusuchen, kann man, wie bekannt, verschiedene Wege einschlagen. Entweder verbindet man die Temperaturstationen paarweise miteinander und bestimmt die Temperaturabnahme mit der Höhe derart für einzelne, möglichst gut ausgewählte Fälle, oder man kombiniert alle zur vorliegenden Unter-

[1]) Vgl. „Schweiz. met. Beob.“ 6 (1869) und 8 (1871).

Digitized by Google

suchung geeigneten Temperaturmittel nach der Methode der kleinsten Quadrate, unter steter Voraussetzung einer linearen Temperaturabnahme mit der Höhe; der direkte Vergleich zwischen Beobachtung und Rechnung lehrt dann auf einfachste Weise, welche Niveaus zu kalt oder zu warm sind und wie groß die Abweichung von den durchschnittlichen normalen Verhältnissen im gegebenen Falle jeweilen ist. Herr Hann hat neben der ersten insbesondere von der letzterwähnten Methode ausgiebigen Gebrauch gemacht und desgleichen auch Weilenmann, welcher in seinen Gleichungen überdies noch die geographische Breite als weitere Variable berücksichtigte.

Endlich ein drittes, recht übersichtliches, rein graphisches Verfahren hat Herr Trabert vor Jahren mit Vorteil verwendet[1]), um über jene erste und einfachste (mehr gröbere) Annäherung, welche die Voraussetzung einer durchschnittlichen Wärmeänderung, konstant durch alle Schichten hindurch, in sich schließt, noch hinauszugehen und dabei namentlich auch auf die Änderung der Temperaturabnahme mit der Höhe Rücksicht zu nehmen.

Wir haben vor allem, um einen ersten Vergleich der Resultate unserer Rechnungen mit jenen, welche Herr Hann in den „Temperaturverhältnissen der österreichischen Alpenländer“ abgeleitet hat, zu erhalten, hier ebenfalls die Berechnung nach der Methode der kleinsten Quadrate benutzt.

Zu dem Zwecke wurden die sämtlichen zur Verfügung stehenden (wahren) Temperaturmittel der Stationen nach den einzelnen klimatischen Untersuchungsbezirken unseres Alpenlandes geordnet und in orographisch passende Gruppen verschiedener Höhenstufen jeweils zusammengefaßt, dann die Konstanten t_0 und α der Formel $t = t_0 - \alpha . \Delta h$ in üblicher Weise berechnet. Als Ausgangsniveau ($t = t_0$, für $\Delta h = 0$) wählten wir das für uns bequemere Normalniveau von 500 m. Die verwendeten Gruppen waren:

I. Juragebiet (waldreiches Mittelgebirge) und dessen Nordwestfuß.

1. Basel (277 m).
2. Rheinfelden, Liestal, Kaiserstuhl (322 m).
3. Pruntrut, Buus, Böttstein, Baden (411 m).
4. Dießenhofen, Schaffhausen, Hallau (438 m).
5. Bötzberg, Lohn (602 m).
6. Langebruck, Cernier, St. Imier (779 m).
7. Chaux-de-Fonds, Les Ponts (1005 m).
8. Sentier (Jouxtal), Brévine, Ste. Croix, Chaumont (1080 m).
9. Weißenstein (1283 m).

IIa. Nordhang der Alpen im allgemeinen.

1. Zug, Luzern, Gersau, Altdorf, Zürich, Winterthur, Kreuzlingen, Altstätten, Sargans, Linthkolonie, Muri, Bern, Thun, Sarnen, Schwyz, Glarus, Marschlins, Chur, Reichenau (485 m).
2. Freiburg, Interlaken, Brienz, Meiringen, Gurtnellen, Linthal, Thusis, Wald, Adlisberg, St. Gallen, Haidenhaus, Ebnat (654 m).
3. Vuadens, Marsens, Affoltern, Wassen, Auen, Heiden, Trogen (815 m).
4. Château d'Oex, Valsainte, Saanen, Brünig, Guttannen, Grindelwald, Engelberg, Elm, Einsiedeln, Vättis, Seewis (994 m).
5. Beatenberg, Göschenen, Oberiberg, Wildhaus, Schwäbrig (1129 m).
6. Churwalden, Klosters, Gäbris, Remüs, Tschiertschen, Platta (1268 m).
7. Splügen, Davos, Andermatt, Zernez (1488 m).
8. Rigi, Stalla, Arosa, Sils, Grimsel (1805 m).
9. Pilatus, Gotthard (2084 m) und Julier (2237 m).

[1]) Met. Zeitschr. 1898, Die Temperaturabnahme mit der Höhe in den niederösterreichischen Kalkalpen.

Digitized by Google

IIb. Rheintal- und Graubündner Stationen (schweiz. Ostalpengebiet).

1. Altstätten, Sargans, Marschlins (507 m).
2. Reichenau, Chur (600 m).
3. Schiers, Ilanz, Thusis (690 m).
4. Trogen, Vättis, Seewis, Elm (941 m).
5. Wildhaus, Gäbris, Churwalden, Klosters, Schuls, Remüs (1218 m).
6. Tschiertschen ob Chur, Platta (1364 m).
7. Splügen, Davos, Zernez (1502 m).
8. Stalla, Arosa, Sils (1818 m).
9. Julier (2237 m).

III. Südhang der Alpen.

1. Bellinzona, Locarno, St. Vittore, Lugano (253 m).
2. Mendrisio, Biasca, Grono (329 m).
3. Rivera-Bironico, Monte Cenere und Comprovasco (524 m).
4. Lottigna, Castasegna, Faido, Brusio (723 m).
5. Le Prese, Airolo (1052 m).
6. Braggio, Sta. Maria (1356 m).
7. Monte Generoso (1610 m).
8. Bernina (La Rosa) (1873 m).
9. Simplon, Bernhardin (2046 m).
10. Berninahospiz, St. Bernhard (2408 m).

IV. Das Wallis.

1. Aigle, Bex, Clarens und Villeneuve (400 m).
2. Martigny-Bourg und Martigny-Ville, Siders, Sion (520 m).
3. Savatan, Brig, Gliß (690 m).
4. Les Avants, Sepey (1010 m).
5. Dailly, Leysin, Reckingen, Leukerbad (1360 m).
6. Grächen, Zermatt (1620 m).
7. Rochers de Naye, Simplon (1985 m).
8. Großer St. Bernhard (2475 m).

In übersichtlicher zusammenfassender Darstellung ergab sich aus dem reichhaltigen Temperaturmaterial vorstehend genannnter Gruppen:

Berechnete Temperatur t_0 im Niveau von 500 m.

	Juragebiet	Nordhang der Alpen	Schweizerische Ostalpen	Südseite der Alpen	Wallis
Dezember . . .	— 0.677°	— 0.549°	— 1.019°	1.517°	0.330°
Januar	— 1.495	— 1.320	— 1.821	0.558	— 0.520
Februar	0.663	1.010	0.866	2.706	1.970
März	3.330	3.891	4.106	5.685	4.985
April	8.107	8.708	9.164	9.992	9.685
Mai	11.924	12.601	13.138	13.985	13.670
Juni	15.592	16.111	16.407	17.952	17.400
Juli	17.511	17.854	18.086	20.168	19.130
August	16.486	16.819	17.055	19.031	17.965
September . . .	13.528	13.994	14.308	15.859	15.165
Oktober	7.890	8.533	8.879	10.197	9.775
November . . .	3.370	3.832	3.800	5.153	4.545
Jahr	8.022	8.447	8.607	10.240	9.508

Temperaturabnahme α für 100 m Höhe im schweizerischen Alpengebiet.

	Juragebiet	Nordhang der Alpen	Schweizerische Ostalpen	Südseite der Alpen	Wallis
Dezember . . .	0.265°	0.397°	0.387°	0.467°	0.430°
Januar	.250	.400	.391	.456	.410
Februar	.334	.485	.482	.532	.492
März	.546	.583	.591	.653	.603
April	.581	.625	.633	.660	.649
Mai	.602	.610	.616	.671	.666
Juni	.603	.602	.585	.685	.654
Juli	.542	.545	.533	.659	.618
August	.517	.514	.513	.629	.575
September . . .	.422	.485	.503	.588	.571
Oktober	.407	.458	.481	.552	.521
November . . .	.396	.442	.444	.508	.459
Jahr	.459	.510	.514	.588	.555

Digitized by Google

Eine besondere Gruppe wurde noch für das nordostschweizerische Mittelland (Hügelland) gebildet mit den Kombinationen:

1. Frauenfeld, Kreuzlingen, Winterthur, Rorschach (436 m),
2. Wald (Dorf), Ebnat, St. Gallen (650 m),
3. Heiden, Trogen, Wald (Sanatorium) (868 m),
4. Gäbris, Schwäbrig, Wildhaus (1171 m),

die, dem plateauartigen Charakter entsprechend, die hervortretenden Werte mit geringster Wärmeabnahme pro 100 m liefern:

Temperaturabnahme für das nordostschweizerische Mittelland (pro 100 m).

	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
$\alpha =$	0.148°	0.040°	0.187°	0.412°	0.497°	0.542°	0.570°	0.527°	0.487°	0.399°	0.312°	0.255°	0.364°

Die allgemeinsten Verhältnisse der Wärmeabnahme mit der Höhe in den Ostalpen, sowie die jährliche Periode derselben gibt uns Herr Hann in nachstehend angeführten Zahlen, denen wir die aus unseren Rechnungen für die schweizerischen Westalpen gefundenen direkt gegenüberstellen.

Mittelwerte der Temperaturabnahme mit der Höhe per 100 m.

	Ostalpen (nach Hann)		Schweizer Alpen (Westalpen)		Rheintal-Graubündner Alpen
	Nordseite	Südseite (Tirol u. Tessin)	Nordseite	Südseite	
Dezember	0.315°	0.481°	0.397°	0.467°	0.387°
Januar	.325	.489	.400	.456	.391
Februar	.395	.540	.485	.532	.482
März	.542	.628	.583	.653	.591
April	.615	.672	.625	.660	.633
Mai	.638	.675	.610	.671	.616
Juni	.645	.688	.602	.685	.585
Juli	.617	.671	.545	.659	.533
August	.592	.649	.514	.629	.513
September	.538	.612	.485	.588	.503
Oktober	.468	.569	.458	.552	.481
November	.397	.527	.442	.508	.444
Jahr	.507	.600	.510	.588	.514

Es ergibt sich aus den eben gegebenen Zahlen unmittelbar, daß die Werte der Wärmeabnahme mit der Höhe für die Ost- und Westalpen bezüglich ihres differenten Verhaltens auf der Nord- und Südseite nach den Hannschen und unseren Rechnungen in bester Übereinstimmung stehen. An diesen allgemeinen Ergebnissen, so sehr sie ja der Zeit ihrer Publikation nach differieren, dürfte wohl auch ein späteres, vielleicht noch reichhaltigeres Material von Temperaturbeobachtungen also kaum mehr etwas zu ändern vermögen [1]).

Die von Weilenmann seinerzeit für die Temperaturabnahme im schweizerischen Alpengebiet gegebenen Mittelwerte (vgl. Schweizer. meteorol. Beob., Bd. 8) sind merklich größer und erreichen z. B. für den Nordhang ($\varphi = 47°$) im Jahresmittel den Betrag von 0.577° pro 100 m. Aus den Weilenmannschen Formeln, so instruktiv und hübsch deren Ableitung auch ist auf Grundlage thermodynamischer Betrachtung, können wir niemals reine Resultate erhalten, da die Stationen des Nord- und Südhanges in ersteren nicht kritisch voneinander getrennt sind. Gerade beim Alpenübergang erleidet die Temperaturänderung mit der geographischen Breite eine ganz erhebliche Störung bzw. Unstetigkeit, welche — weil in der theoretischen Deduktion nicht supponiert — leicht einen großen Einfluß erlangen und auch von keiner Formel in getreuen, den Tatbeständen wirklich entsprechenden Verhältnissen

[1]) Wir ersehen aus obiger Zusammenstellung auch unmittelbar, daß zwischen der Wärmeabnahme mit der Höhe in den schweizerischen Ost- (Graubündner-) Alpen und derjenigen am Nordhange unserer Alpen im allgemeinen durchaus kein nennenswerter Unterschied besteht; im Jahresmittel stimmen die bezüglichen Zahlen bis auf das Zehntel überein.

Digitized by Google

wiedergegeben werden kann, ganz abgesehen davon, daß in der Gebirgsregion ja noch weitere störende Einflüsse vorhanden sind, welche die Abhängigkeit von der geographischen Breite völlig maskieren.

Die Methode paarweiser Kombination ausgewählter Stationen und der daraus bestimmten Temperaturabnahme mit der Höhe bietet für die in unserem Lande, beiderseits des zentralen Kammes der Westalpen, zur Verfügung stehenden Paare nichts neues, als was Herr Hann nicht schon zur Genüge und in anschaulichster Form an zahlreichen anderen Beispielen in seinen „Temperaturverhältnissen der österreichischen Alpenländer" hervorgehoben hätte; wir treten deshalb auch hier nicht näher auf die einschlägigen Verhältnisse ein.

Eigentlich erst ihre nützliche Verwertung erhalten die oben mitgeteilten Zahlen für die durchschnittliche Wärmeabnahme pro 100 m in unserem Gebirgslande, wenn man auf Grund der Formel $t = t_0 - \alpha . \Delta h$ für jede der Stationsgruppen, zugehörig ihren bestimmten Höhenstufen, die Temperaturen der einzelnen Monate berechnet und dann die Differenzen zwischen den wirklich beobachteten und berechneten Werten bildet; durch die letzteren Unterschiede finden die hervorstechendsten Ausnahmen von der regelmäßigen durchschnittlichen Wärmeänderung mit der Höhe ihren natürlichsten Ausdruck. In nachstehenden Tabellen sind, für die Jahreszeiten wenigstens, genannte Differenzen übersichtlich zusammengestellt und zwar für unsere beiden gegensätzlichen klimatischen Zonen, den Nord- und Südhang der Alpen, samt dem Wallis.

Differenzen zwischen den beobachteten und berechneten Temperaturen der einzelnen Niveaus.

Höhe . .	300	500	700	900	1100	1300	1500	1700	1900	2100	2300 m
					Nordschweiz.						
Winter .	—	—0.3°	—0.2°	0.2°	1.0°	0.2°	—1.5°	—0.2°	0.6°	0.5°	—1.0°
Frühjahr	—	—0.1	—0.2	—0.1	0.2	0.6	0.1	0.2	—0.1	—0.7	0.6
Sommer	—	0.0	—0.2	—0.1	0.1	0.5	0.2	0.1	—0.3	—1.0	0.6
Herbst .	—	—0.1	—0.2	0.0	0.4	0.2	—0.2	0.3	0.2	—0.3	—0.3
Jahr . .	—	0.0	—0.2	0.0	0.4	0.4	—0.3	0.1	0.1	—0.4	0.0
					Südschweiz.						
Winter .	0.2	0.3	1.0	0.3	—0.4	0.1	1.1	0.9	—0.8	—0.5	—0.6
Frühjahr	0.7	0.2	0.9	0.4	0.1	0.3	0.4	0.1	—0.4	—0.6	—0.7
Sommer	0.8	0.2	0.4	0.3	0.2	0.5	0.3	0.1	—0.2	—0.5	—0.6
Herbst .	0.7	0.2	0.6	0.1	—0.2	0.2	0.6	0.3	—0.5	—0.6	—0.5
Jahr . .	0.6	0.2	0.7	0.3	—0.1	0.3	0.6	0.3	—0.5	—0.5	—0.6
					Wallis.						
Winter .	—	—0.5	—0.4	0.3	0.6	0.5	0.1	0.0	0.4	0.5	0.4
Frühjahr	—	0.4	0.4	0.2	0.0	—0.3	—0.1	0.1	—0.3	—0.4	—0.3
Sommer	—	0.1	0.3	0.0	—0.2	—0.3	0.1	0.4	0.1	—0.1	—0.2
Herbst .	—	—0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.2	0.2	0.0
Jahr . .	—	—0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0

Aus der vorstehenden Übersicht geht mit Deutlichkeit hervor, falls man den Maßstab einer gleichmäßigen Wärmeabnahme nach oben der Temperaturverteilung zugrunde legt, daß am Nordhange unseres Gebirgslandes die Niveaus, etwa von 900 m an bis 1300 m, durchwegs zu warm erscheinen; im Frühling und Sommer reicht dieser Wärmeüberschuß bis in die Höhe von etwa 1700 m hinauf. Am alpinen Südhange gelangen dieselben Verhältnisse noch deutlicher zum Ausdruck für alle Jahreszeiten; wir finden bis in die Lagen von 1700 m meist positive Differenzen, in dem Sinne also, daß die Beobachtung zu hohe Temperaturen gegenüber der Rechnung ergibt. Wie in der Nordschweiz, so zeigen sich auch im Wallis die untersten Tallagen im Winter überall zu kalt, die längst bekannte Erscheinung, für die eben-

Digitized by Google

falls Herr Hann vor Jahren schon zuerst den allgemeinen ziffernmäßigen Ausdruck im Gebiete der Ostalpen gefunden und zugleich ihre allgemeine Verbreitung nachgewiesen hat.

Von besonderem lokalen Interesse diesseits und jenseits des Zentralkammes unserer Alpen sind dann noch eine Anzahl typischer Stationen, die völlig extreme Verhältnisse in ihren mittleren Wärmezuständen aufweisen. So erscheinen als die (relativ) kältesten unser Beobachtungsstationen:

Differenzen zwischen beobachteten und berechneten jahreszeitlichen Temperaturen.

	Höhe m	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
Jura { Le Sentier (Jouxtal, Waadtländischer Jura)	1024	— 1.0°	— 1.0°	— 0.7°	— 0.5°	— 0.8°
Jura { La Brévine[1]) (Hochtal, Neuenburger Jura)	1077	— 1.1	— 0.7	— 0.9	— 0.9	— 0.9
Ebnat (Ober-Toggenburg)	649	— 1.3	— 1.2	— 0.8	— 0.9	— 1.0
Einsiedeln (Kanton Schwyz)	910	— 1.0	— 0.9	— 0.7	— 0.7	— 0.8
Andermatt (Kanton Uri)	1442	— 1.4	— 0.8	— 0.9	— 0.8	— 1.0
St. Gotthard	2100	— 0.2	— 1.1	— 1.3	— 1.0	— 0.9
Bevers (Ober-Engadin)	1711	— 3.2	— 0.3	+ 0.5	— 0.9	— 1.0
Reckingen (Ober-Wallis)	1349	— 2.3	— 1.2	— 0.3	— 1.1	— 1.2

Dagegen als für ihre Lage beträchtlich zu warm ergeben sich in den bezüglichen Abweichungen:

	Höhe m	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
Gersau	442	1.1°	0.0°	0.3°	0.6°	0.5°
Altdorf	453	1.1	0.3	0.0	0.7	0.5
Wassen (Reußtal)	850	1.8	0.4	0.0	1.0	0.8
Göschenen	1110	1.5	0.2	0 2	0.9	0.7
Wildhaus	1110	1.5	0.4	0.1	0.3	0.6
St. Beatenberg	1148	1.9	0.5	0.3	0.8	0.9
Churwalden	1212	1.6	0.4	0.1	0.6	0.7
Platta	1378	1.2	0.3	0.1	0.6	0.6
Arosa	1870	2.0	1.3	1.1	1.6	1.5
Grächen (Wallis)	1629	0.9	0.8	1.0	0.5	0.8
Monte Generoso (Tessin)	1610	1.9	0.4	0.2	0.8	0.8

In letzterer Zusammenstellung sind es die Stationen in unseren klassischen Föhngebieten am alpinen Nordhange, die ihren alten Ruf besonders bewähren; von den Gehängestationen aber die typischen Beispiele St. Beatenberg, Grächen und Arosa, die auch ohne Föhneinfluß, nur vermöge ihrer Exposition, mit den ersteren erfolgreich konkurrieren.

Ein neues Aktinometer[2]).

Von W. A. Michelson in St. Petersburg.

In meteorologischen, phytophysiologischen und gar astrophysikalischen Kreisen wird bereits seit längerer Zeit der Mangel an einem bequemen und doch genauen relativen Aktinometer zur Messung der direkten Sonnenstrahlung empfunden. Alle absoluten rein kalorimetrischen Methoden sind, wenn sie genaue Resultate liefern sollen, so umständlich, daß an eine Einführung derselben in die Reihe täglicher meteorologischer Terminbeobachtungen gar nicht zu denken ist. Das heutzutage

[1]) Am 31. Januar 1888 sind in der Umgebung von Le Sentier absolute Temperaturminima (infolge von Luftstagnation und Strahlung) bis zu — 40° beobachtet worden; Verhältnisse wohl vergleichbar mit denen des noch bedeutend höheren Oberengadin.

[2]) Auszug aus einer Abhandlung des Autors in der Physik. Zeitschr., Jahrg. 9, Nr. 1, S. 18ff.

Digitized by Google

mit Recht am meisten geschätzte elektrische Kompensations-Pyrheliometer von Prof. K. Ångström [1]) ist ein ausgezeichnetes Instrument, und an hundert derartiger Instrumente sind bereits in verschiedenen Ländern (besonders in Nordamerika) im Gebrauch. Doch erfordert das Arbeiten mit diesem Pyrheliometer eine physikalische Schulung, wie sie bei weitem nicht jeder meteorologische Beobachter besitzt. Zum Apparat gehören: ein Spiegelgalvanometer, ein geeichtes Milliamperemeter, ein Widerstandsregulator, eine konstante Stromquelle und eine ungestörte, erschütterungsfreie Aufstellung. Wohl kann, bei genügender Übung, mit dem K. Ångströmschen Kompensationspyrheliometer schneller gearbeitet werden als mit irgendeinem anderen absoluten Instrument, aber die Aufstellung und Vorbereitung zur Beobachtung nimmt ziemlich viel Zeit in Anspruch.

Schon viele Jahre widmete ich einen Teil meiner von Berufspflichten freien Zeit aktinometrischen Studien. Als absolutes Kontrollinstrument benutze ich außer dem K. Ångströmschen Kompensationspyrheliometer auch mein Eispyrheliometer [2]), welches ein entsprechend angepaßtes und altazimutal montiertes Bunsensches Eiskalorimeter ist, in dessen inneren „absolut schwarzen" Raum die Sonnenstrahlen durch ein genau ausgemessenes Diaphragma eindringen. Die Behandlung dieses Instrumentes erfordert aber große Sorgfalt und bietet, besonders während der wärmeren Jahreszeit, nicht unbedeutende Schwierigkeiten. Daher habe ich in letzter Zeit meine Aufmerksamkeit auf die Konstruktion eines relativen Aktinometers gerichtet.

Bei diesen Versuchen ließ ich mich von dem Gedanken leiten, daß ein bequemes relatives Aktinometer nicht, wie alle Kalorimeter, Zeitsummen der Sonnenwärme liefern soll, sondern in jedem Augenblicke unmittelbar die Intensität der Energieströmung angeben soll, d. h. die Division durch die Zeit soll im Apparat selber automatisch erfolgen, wie dies ja auch im K. Ångströmschen Kompensationspyrheliometer in der Tat der Fall ist. Der Apparat soll aber keine irgendwie komplizierten Manipulationen erfordern, sondern direkt durch Ablesung eine Größe liefern, die der genannten Energieströmung proportional ist.

Anfangs baute ich ein „Glimmeraktinometer" nach einem neuen Prinzip [3]). Da aber genügend homogene Glimmerstückchen außerordentlich selten sind, erwies sich diese Konstruktion als nicht praktisch.

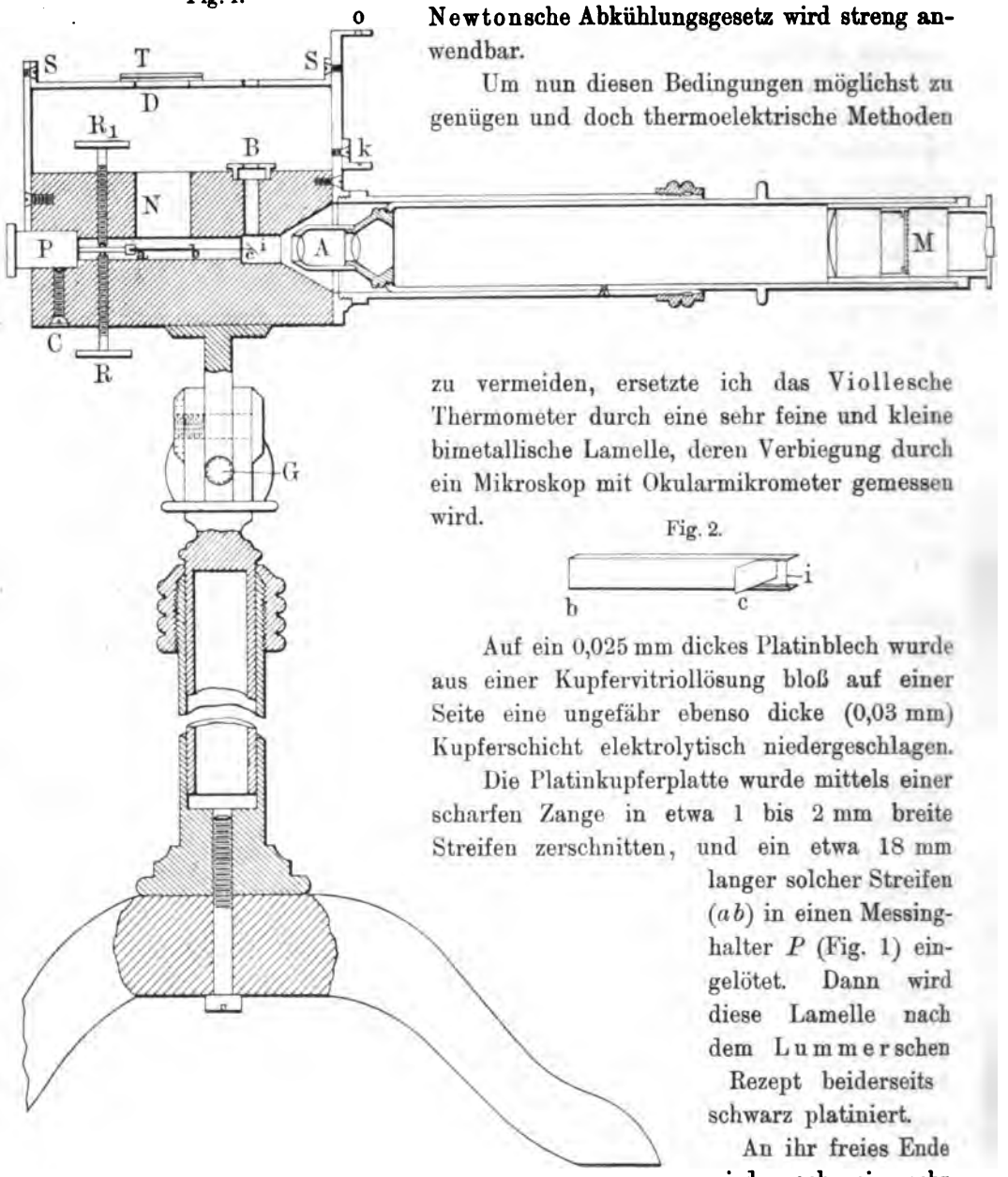
Jedoch haben die Vorversuche mit dem Glimmeraktinometer mich zur Überzeugung geführt, daß das Prinzip des Viollesschen Aktinometers, wenn es zweckmäßig abgeändert wird, selbst bei der statischen Beobachtungsmethode, ausgezeichnete Dienste leisten kann. Dies war auch theoretisch vorauszusehen. Auf S. 163 seines bekannten kritischen Werkes „Über den gegenwärtigen Zustand der Aktinometrie" [4]) sagt Prof. O. Chwolson: „Ein anderer Ausweg wäre die Benutzung eines so kleinen Körpers, daß in jedem Augenblick die Temperaturdifferenz seiner einzelnen Teile zu vernachlässigen wäre. In diesem Falle könnte von einer »Temperatur des Körpers« gesprochen werden und die elementaren aktinometrischen Formeln wären gültig." Ein sehr kleiner Thermometer- oder Kalorimeterkörper hat aber auch noch andere Vorteile: Das Verhältnis der freien Oberfläche zur Masse und somit zur gesamten Wärmekapazität wird desto größer, je kleiner die Dimensionen. Daher ein relativ

[1]) K. Ångström, Nova Acta Upsal. 1893. Wied. Ann. 67, 636 (1899) und Astrophysical Journal 9, 334 (1899).
[2]) W. Michelson, Journ. d. russ. phys.-chem. Ges. Januar 1894.
[3]) Phys. Zeitschr., l. c., S. 18.
[4]) O. Chwolson, Repertorium f. Meteorol. XV, Nr. 1, St. Petersburg 1892.

Digitized by Google

großer Abkühlungskoeffizient, sehr schnelles Erreichen des Wärme- und Strahlungsgleichgewichtes und nur kleine Temperaturüberschüsse über die Hülle. Je kleiner aber die letzteren sind, desto mehr tritt die Bedeutung der Strahlung gegen diejenige der Wärmeleitung zurück, und das Newtonsche Abkühlungsgesetz wird streng anwendbar.

Fig. 1.



Um nun diesen Bedingungen möglichst zu genügen und doch thermoelektrische Methoden zu vermeiden, ersetzte ich das Viollesche Thermometer durch eine sehr feine und kleine bimetallische Lamelle, deren Verbiegung durch ein Mikroskop mit Okularmikrometer gemessen wird.

Fig. 2.

Auf ein 0,025 mm dickes Platinblech wurde aus einer Kupfervitriollösung bloß auf einer Seite eine ungefähr ebenso dicke (0,03 mm) Kupferschicht elektrolytisch niedergeschlagen.

Die Platinkupferplatte wurde mittels einer scharfen Zange in etwa 1 bis 2 mm breite Streifen zerschnitten, und ein etwa 18 mm langer solcher Streifen (ab) in einen Messinghalter P (Fig. 1) eingelötet. Dann wird diese Lamelle nach dem Lummerschen Rezept beiderseits schwarz platiniert.

An ihr freies Ende wird noch ein sehr leichter steifer Aluminiumzeiger (Fig. 1 bc und vergrößert Fig. 2) mit etwas Schellack befestigt. Der Zeiger trägt einen winzigen weißen Beleuchtungsspiegel (c), der um 45° zur Achse des Mikroskops geneigt ist, und einen Quarzfaden (i) (oder eine andere passende Marke) davor.

Das Gewicht der Platinkupferlamelle ist bloß etwa 20 bis 28 mg[1]).

Das Gewicht des Aluminiumzeigers ist bloß etwa 3 mg.

[1]) In den letzten Apparaten gebrauche ich gewalzte Platin-Silber-Lamellen von etwa 15 mg Gewicht.

Digitized by Google

JUL ... 1907 ... CAMBRIDGE, MASS.

Diese Lamelle wird in der Achse eines massiven durchbohrten Kupferzylinders befestigt, der die Rolle des Violleschen Kugelgefäßes mit Wasser übernimmt und (in den bis jetzt ausgeführten Aktinometern) etwa 1250 g wiegt.

Die Sonnenstrahlen werden zur Lamelle durch den seitlichen Spalt N eingelassen, der etwa 15 mm lang und 3 bis 4 mm breit ist.

Fig. 1 stellt einen Längsschnitt durch den Apparat zur Hälfte linear verkleinert dar. Dabei ist der Deutlichkeit halber der Spalt N nach oben gerichtet gezeichnet, als ob die Sonne im Zenit stände. Fig. 2 zeigt die Form des kleinen Aluminiumzeigers etwa in doppelter Größe. Die mit einem Glasfenster verschlossene Bohrung B dient bloß zur Beleuchtung des Spiegels c.

Die Schraube C dient zur Festklemmung des pfropfenförmigen Messinghalters P und darf nach Justierung des Apparates nicht mehr berührt werden. Die feinen Schrauben R und R_1 dienen als Stütze der Messingfeder des Halters und können zur Einstellung des Quarzfadens auf jede beliebige Teilung des Okularmikrometers D benutzt werden. Wenn z. B. durch große Änderung der Lufttemperatur der Quarzfaden ganz aus dem Gesichtfelde des Mikroskops verschwunden ist, so müssen die Schrauben R und R_1 so lange vorsichtig gedreht werden, bis der Quarzfaden sich wieder auf einen bestimmten Teilstrich einstellt.

Der Quarzfaden ist nur dann scharf sichtbar, wenn das Beleuchtungsfenster gegen die Sonnenstrahlen gerichtet ist. Die richtige Einstellung des Aktinometers wird mittels des Diopters O und des Kreuzstriches k kontrolliert.

Der massive Kupferzylinder ist durch einen blanken Metallschirm S vor den direkten Sonnenstrahlen geschützt. Dieser Schirm hat nur die notwendigen Ausschnitte gegenüber dem Spalt N und dem Beleuchtungsfenster B. Der erstere dieser Ausschnitte D wird durch ein leichtes umklappbares Aluminiumschirmchen T geschlossen. Zwischen Schirm und Spalt N ist ein flaches prismatisches Diafragmenrohr eingeschaltet. Im Mikroskop gebrauchte ich bis jetzt mit gutem Erfolg das Zeisssche Achromatobjektiv A (Preis 20 ℳ) und ein Huygenssches Mikrometerokular Nr. 3 (Preis 20 ℳ 50 ₰).

Die bis jetzt nach diesem Prinzip in der Werkstatt des Physiklaboratoriums der Moskauer Landwirtschaftlichen Hochschule gebauten drei Aktinometer ergaben sämtlich sehr konstante Reduktionsfaktoren, wie aus folgenden Tabellen ersichtlich:

Tabelle 1. Bimetallisches Aktinometer Nr. 1 (Pt Cu).

Zeit 31. März 1907	Ångstr. Komp.-Pyrheliometer Nr. 48 A	Bimetallisches Aktinometer Nr. 1 M	Zahl der Bestimmungen	Verhältnis $\frac{M}{A}$
2^h 19^m	1.254 cal	28.6	1	22.8
31^m	1.215	28.2	1	23.2
44^m	1.203	27.9	1	23.2
47—54^m	1.197	28.0	5	23.4
56—3^h 2^m	1.147	26.6	4	23.2
3^h 10—20^m	1.127	26.2	6	23.2
4^h 4^m	1.083	24.9	2	23.1
19—24^m	1.056	24.5	6	23.2
35—39^m	1.030	23.7	6	23.0
5^h 18—23^m	0.777	17.9	9	23.0
28—33^m	0.725	16.5	6	22.8
		Mittel aus 47 Messungen		23.1

Einer Strahlung von 1 Cal. pro Minuten und Quadratcentimeter entsprach ein Ausschlag von 23.1 Skalenteilen des Okularmikrometers, und die Einzelwerte der Verhältnisse wichen von diesem Mittelwerte nicht mehr als um + 1.3 Proz. ab. In dieser Serie beobachtete ich am Ångströmschen Kompensationspyrheliometer, und

Digitized by Google

gleichzeitig wurden die Ablesungen an meinem Plattenaktinometer anfangs von Prof. B. W. Stankiewitz und später von Herrn D. A. Smirnoff ausgeführt. Diese Herren sahen dabei das neue Aktinometer zum ersten Male.

Die Lamelle dieses Aktinometers erreichte praktisch ihre Gleichgewichtslage bereits nach 3 bis 4 Sekunden nach Umschlagen des Aluminiumschirmes. Es wurde abwechselnd jede 20 Sekunden in beschattetem und unbeschattetem Zustande abgelesen und dann die Differenzen eines jeden Wertes vom Mittelwerte der beiden benachbarten gebildet. Diese Differenzen sind unter *M* in der Tabelle angeführt.

Später machte ich die aufeinanderfolgenden Ablesungen gewöhnlich in Zwischenräumen von genau 30 Sekunden, wobei sofort nach jeder Ablesung der Aluminiumschirm umgeschlagen wurde. Dann gestaltet sich das Beobachtungsprotokoll wie folgt:

Tabelle 2. 24 Juni 1907. Nachmittag. Petrowskoje—Rasumowskoje bei Moskau. Beobachter Herr P. P. Borissow. Himmel nicht ganz rein. Cu, Ci, Str. *Pt-Cu*-Aktinometer Nr. 3. Empfindlichkeit 1 cal = 38.0 Skalenteile.

Zeit	Ablesung	Mittel der benachbarten Werte	Differenz	Sonnenstrahlung $\frac{\text{cal}}{\text{min. cm}^2}$
5p 2m 0s	56.0	—	—	—
30s	86.2	55.85	30.35	0.797
3m 0s	55.7	86.10	30.40	0.800
30s	86.0	55.60	30.40	0.800
4m 0s	55.5	85.60	30.10	0.792
30s	85.2	55.25	29.95	0.788
5m 0s	55.0	85.10	30.10	0.792
30s	85.0	54.45	30.25	0.796
6m 0s	54.5	—	—	—

Wir sehen, daß in dieser späten Nachmittagsstunde der Kupferblock sich allmählich abkühlt. Dennoch bleibt die Sonnenstrahlung während 3 Minuten noch annähernd konstant. Die geringen Schwankungen in den Tausendsteln sind wahrscheinlich durch kaum bemerkbare Cirrusstreifen bedingt.

Die Konstanz der aktinometrischen Empfindlichkeit dieser Lamellenaktinometer erklärt sich einfach aus folgenden Betrachtungen. Wie Prof. O. Chwolson in seiner oben zitierten kritischen Arbeit dargetan, ist das Newtonsche Abkühlungsgesetz nur bei Temperaturüberschüssen, die etwa 5° nicht übersteigen, anwendbar.

Um die maximalen vorkommenden Temperaturüberschüsse der beleuchteten bimetallischen Lamelle über den Kupferzylinder zu bestimmen, führte ich ein feines Quecksilberthermometer in den Spalt *N* dicht vor die Lamelle ein und beobachtete die Lage des Quarzfadens bei verschiedenen Temperaturen und bei geschlossenem Spalt. So ergab sich z. B., daß beim Aktinometer Nr. 1 einem Grad Celsius je 6.1 Skalenteile des Okularmikrometers entsprechen. Da bei Belichtung der Lamelle nur selten ein Ausschlag von mehr als 30 Skalenteilen beobachtet wurde, so ist unmittelbar klar, daß der maximale Temperaturüberschuß der Lamelle etwa 5° betrug.

Da sowohl die Lamelle wie das Innere des Kupferzylinders als „Schwarze Körper" angesehen werden können, so läßt sich der Energieverlust durch Strahlung bei so einem Temperaturüberschusse nach dem Stefanschen Gesetze berechnen.

Nehmen wir die Temperatur der Kupferhülle zu 300° abs. an, so ist die maximale Temperatur der Lamelle 305° abs. und der einseitige stationäre Verlust durch Strahlung nach Kurlbaum $S = 1.28 . 10^{-12} . (305^4 - 300^4) 60 = 0.0426$ cal/min. cm². Da die Platte beiderseits geschwärzt ist, so müssen wir diese Zahl noch verdoppeln, um den einem Quadratcentimeter absorbierender Fläche entsprechenden Strahlungsverlust zu erhalten. Derselbe ist 0,0852 cal/min. cm². Einer Temperaturdifferenz

Digitized by Google

von 5° entspricht ungefähr eine Einstrahlung von 1,3 cal/min. cm². Da bei Wärmegleichgewicht der gesamte Wärmeverlust dieser Einstrahlung gleich ist, so sehen wir, daß die Ausstrahlung der Lamelle nur etwa 6,5 Proz. (im Maximum) des gesamten Wärmeverlustes darstellt, und mindestens 93,5 Proz. auf dem Wege der Wärmeleitung und Konvektion der Platte abgenommen werden.

Dies erklärt zur Genüge, warum das Newtonsche Abkühlungsgesetz hier gut verwendbar ist, da doch für die ausgestrahlten 6.5 Proz. die Anwendung des Stefanschen Gesetzes statt des Newtonschen bloß eine Differenz von wenigen Tausendsteln der gesamten Wärmeabgabe ergeben würde.

Die Temperaturdifferenz $t_1 - t_0$ zwischen Lamelle und Hülle bei Wärme- und Strahlungsgewicht mißt somit mit genügender Genauigkeit die von der Sonne eingestrahlte Energie q. Wenn wir mit O. Chwolson den Abkühlungskoeffizienten durch h, die absorbierende Fläche durch s und die Wärme abgebende Fläche durch S bezeichnen, so ist [1])

$$t_1 - t_0 = \frac{q}{h} \cdot \frac{s}{S}.$$

Da ich einen Spalt gebrauchte, der breiter ist als die bestrahlte Lamelle, so ist in unserem Fall $\frac{s}{S} = \frac{1}{2}$ und

$$q = 2h(t_1 - t_0) \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (1)$$

Ob nun bei der Form, welche ich dem Apparat gegeben habe, der Abkühlungskoeffizient h wirklich praktisch konstant bleibt oder nicht, darüber können nur längere vergleichende Beobachtungen entscheiden.

Die Konstanz der Angaben des Instrumentes bei klarem Himmel und hohem Sonnenstande ist geradezu merkwürdig. Andererseits zeigt das Aktinometer die kleinen und raschen Schwankungen der Sonnenstrahlung noch besser an, als das Ångströmsche Kompensationspyrheliometer.

Ich erlaube mir nur noch einige Worte über die Herstellung des empfindlichen Teiles des Instumentes, nämlich der bimetallischen Lamelle, hinzuzufügen. Je dünner und schmäler diese Lamelle gemacht wird, desto schneller erreicht sie ihr thermisches Gleichgewicht, desto geringer ist ihr Temperaturüberschuß über die Umgebung, und um so konstanter ist somit der Reduktionsfaktor des Aktinometers. Andererseits wird bei zu dünner Lamelle deren Empfindlichkeit gegen kleine Erschütterungen und Windstöße zu groß, wodurch die Ablesungen sehr erschwert werden. Es muß somit eine mittlere und vorteilhafteste Stärke der Lamelle aus Versuchen bestimmt werden. Bis jetzt habe ich bei Platinkupfer die besten Resultate mit Lamellen von Gesamtstärke von 0.05 bis 0.06 mm erreicht. Die Breite könnte wohl mit Vorteil kleiner genommen werden, als ich es bis jetzt getan, 0.5 bis 1.0 mm würde wohl genügen.

Die relative Dicke jeder Metallschicht ist aber auch nicht gleichgültig. Wenn die größte Empfindlichkeit bei gegebener Gesamtdicke erreicht werden soll, so muß jede der beiden Metallschichten bei Erwärmung nur eine Biegung und keine elastische Längsdehnung erfahren. Eine ausführliche Betrachtung [2]) zeigt, daß dieser Bedingung nur dann genügt wird, wenn die Dicken der beiden Metallschichten umgekehrt proportional den Quadratwurzeln aus deren Elastizitätsmoduln sind. Z. B. für Platin ist näherungsweise $E = 17\,000$, für Kupfer $E = 12\,000$, es sollten also die Dicken der beiden Metallschichten im Verhältnis von 13 : 11 sein.

[1]) O. Chwolson, l. c., S. 19, Gl. (6).
[2]) Siehe Phys. Zeitschr., l. c. S. 23.

Digitized by Google

Wenn Platinsilberlamellen gebraucht werden, so müssen die Dicken im Verhältnis 13:8.5 oder annähernd 3:2 genommen werden, wobei natürlich Platin immer die dünnere Schicht hat.

Ist diese Bedingung nicht erfüllt, so erleidet die schwächere Schicht bei Temperatursteigerung über die Anfertigungstemperatur eine Streckung, wenn ihr Ausdehnungskoeffizient der kleinere ist, und eine Kürzung, wenn ihr Ausdehnungskoeffizient der größere ist. In beiden Fällen wird dadurch die Biegung und mit ihr die Temperaturempfindlichkeit eine geringere.

Ist die erwähnte Bedingung erfüllt, so kann die Temperaturempfindlichkeit unseres Aktinometers sehr leicht berechnet werden. Bezeichnet l die Länge der sehr schmalen belichteten Lamelle, $\delta = a_1 + a_2$ deren gesamte Dicke, c_1 und c_2 die linearen Ausdehnungskoeffizienten der beiden Metalle, endlich m die Länge des steifen Aluminiumzeigers ($b\,c$ in Fig. 1), so ergeben ganz elementare Betrachtungen, daß bei einer Temperaturänderung von t_0 auf t_1 der Quarzfaden am Ende des Aluminiumzeigers sich verschiebt um

$$y = (l^2 + 2\,l\,m)\frac{c_1 - c_2}{\delta}(t_1 - t_0) \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (2)$$

Ist, wie in den bis jetzt gebauten Apparaten, $m = l$, so ist einfach

$$y = \frac{3l^2}{\delta}(c_1 - c_2)\,(t_1 - t_0) \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (3)$$

Die Empfindlichkeit ist also (bei gegebener Vergrößerung des Mikroskops) dem Quadrate der Länge der bimetallischen Lamelle direkt —, und deren Dicke umgekehrt proportional.

Einsetzen bekannter Zahlenwerte in Gl. (3) ergibt berechnete Ausschläge y, welche die beobachteten nur wenig übertreffen.

Da bei den beobachteten geringen Temperaturüberschüssen das Newtonsche Abkühlungsgesetz anwendbar ist, ergeben Gl. (1) und (3)

$$q = \frac{2}{3}\frac{h\,\delta}{(c_1 - c_2)\,l^2} \cdot y \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (4)$$

Entsprechen einem Skalenteile des Okularmikrometers w cm vor dem Objektiv, so ist die „aktinometrische Empfindlichkeit“ des Apparates, d. h. der Ausschlag in Skalenteilen, welcher eine Sonnenstrahlung von 1 cal/min. cm² mißt, gleich

$$A = \frac{y}{w\,q} = \frac{3}{2}\frac{(c_1 - c_2)\,l^2}{w\,h\,\delta} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (5)$$

Wenn die bimetallische Lamelle fertiggestellt ist, so kann die Länge des Mikroskoptubus so gewählt werden, daß diese Größe eine runde ganze Zahl wird, z. B. = 50 Skalenteilen. Wenn das Okularmikrometer in 200 Teile geteilt ist, so kann bequem auch $A = 100$ genommen werden. Dann würde ein Skalenteil direkt 0,01 Kalorie entsprechen.

Da das Temperaturgleichgewicht der Lamelle in wenigen Sekunden erreicht wird, so eignet sich das beschriebene Aktinometer besonders in allen Fällen, wo Beobachtungen rasch nacheinander gemacht werden müssen. Am 25. Juli v. J., während der großen internationalen Luftfahrten, hat Herr S. J. Sawinoff vom Meteorologischen Observatorium zu Pawlowsk ein solches Aktinometer in einem freien Luftballon mitgenommen und damit bis zu einer Höhe von 2600 m etwa 60 Messungen ausgeführt, was die Brauchbarkeit des Instrumentes auf Luftfahrten beweist.

Digitized by Google

Mit demselben Instrument haben die Herren D. F. Nesdjuroff und P. E. Stilling vergleichende Messungen auf dem Gipfel des kleinen Ararat (3800 m) und auf dem Paß Sardar-Bulag (2300 m) ausgeführt und dabei ziemlich befriedigende Ergebnisse erhalten. Ein ähnliches Aktinometer wurde letzten September auch von Herrn A. Senouque auf dem Gipfel des Brévent (bei Chamonix) angewandt.

Wenn weitere Vergleiche eine genügende Konstanz des Reduktionsfaktors ergeben, so wird das Instrument auch für meteorologische Terminbeobachtungen zu empfehlen sein, da die Messung selbst nur eine halbe Minute erfordert und an Bequemlichkeit und Einfachheit wenig zu wünschen übrig läßt.

Vereinsnachrichten.

Jahresversammlung der k. k. österreichischen Gesellschaft für Meteorologie am 16. März 1908. Der Präsident der Gesellschaft, Hofrat Prof. Dr. V. von Lang, eröffnete um $7^1/_4$ Uhr die Versammlung und begrüßte die anwesenden Mitglieder und Gäste.

Über Aufforderung des Präsidenten verlas darauf der Sekretär der Gesellschaft, Dr. Pircher, den Stand der Mitglieder wie folgt:

		Stand am 1. Januar 1907	Zuwachs	Abgang durch Tod	Abgang durch Austritt	Stand am 15. April 1908
Ehrenmitglieder		16	—	2	—	14
Stiftende Mitglieder		8	—	—	—	8
Ordentliche Mitglieder	auf Lebenszeit	12	4	2	—	14
	mit Jahresbeitrag	228	35	1	18	244
	beitragsbefreit	6	—	—	—	6
		270	39	5	18	286

Das Andenken der im Jahre 1907 verstorbenen Ehrenmitglieder, Geheimrat v. Bezold, Alex. Buchan, der lebenslänglichen Mitglieder Dr. J. Valentin und Prof. Dr. v. Oppolzer, sowie des Mitgliedes Prof. Weilenmann ehrte die Versammlung über Aufforderung des Präsidenten durch Erheben von den Sitzen.

Die von Generalmajor R. v. Sterneck revidierte und richtig befundene Jahresrechnung für 1907 wurde autographiert vorgelegt, und wurde daher von einer Verlesung Abstand genommen. Dieselbe wurde genehmigt und dem Ausschuß und speziell dem Kassierer das Absolutorium erteilt.

Zum Schluß folgten die Vorträge von Herrn Prof. Dr. Ed. Brückner: Über eine Demonstration der ablenkenden Kraft der Erdrotation; Herrn Dr. W. Schmidt: Über das Eindringen der Sonnenstrahlung in die Seen; Herrn Hofrat Dr. J. Hann: Über den jährlichen Wärmeumsatz des Mittelmeeres.

Jahresrechnung 1907.

A. Einnahme.

1.	Kassarest aus 1906	K.	51.68
2.	Subvention der Marinesektion	„	400.—
3.	„ des Unterrichtsministeriums	„	1000.—
4.	Ackerbauministerium, 7 Bände	„	84.—
5.	Mitgliederbeiträge	„	2369.56
6.	Aushaftende Beiträge	„	55.45
7.	Zinsen vom Vermögen	„	455.81
8.	Bücherverkauf	„	190.—
9.	Verkauf älterer Bände	„	792.98
10.	Für ein Diplom	„	6.—
11.	Für eine Hann-Medaille	„	10.—
		Summe K	5415.48

Digitized by Google

B. Ausgabe.

1.	Ankauf von 360 Exemplaren Zeitschrift	K.	2120.46
2.	Aushaftende Beiträge	„	55.45
3.	Redaktionsbeihilfe, Übersetzungen und Rechnungen	„	799.79
4.	Remuneration für Obir	„	400.—
5.	„ „ Veprinac	„	50.—
6.	Kanzleiauslagen	„	89.06
7.	Remunerationen und Neujahrsgelder	„	272.—
8.	Porto, Zustellung, Stempel usw.	„	635.97
9.	Vermögenssteuer	„	19.97
10.	Ankauf älterer Bände	„	24.—
11.	Mitgliederlisten	„	77.63
12.	Zirkulare, Einladungen, Statuten	„	40.—
13.	Ausfertigung eines Diploms	„	6.—
	Summe	K.	4590.33
14.	Zur Sicherstellung der Verpflichtungen an die stiftenden und lebenslänglichen Mitglieder	„	800.—
15.	Kassarest pro 1908	„	25.15
	Gesamtsumme	K.	5415.48

Kosten der Erhaltung der Sonnblickstation 1907.

A. Einnahme.

1.	Kassarest aus 1906	K.	72.95
2.	Subvention des Unterrichtsministeriums	„	4800.—
3.	Sonnblickverein	„	1000.—
4.	Für Besichtigung und Quartier auf dem Sonnblick	„	53.—
	Summe	K.	5925.95

B. Ausgabe.

1.	Bezüge des I. Beobachters	K.	1250.—
2.	Winterprämie	„	200.—
3.	Bezüge des II. Beobachters	„	860.—
4.	Telephonbedienung Rauris	„	160.—
5.	Bearbeitung der Beobachtungen	„	200.—
6.	Auslagen für den Aufenthalt wissenschaftlicher Beobachter	„	786.51
7.	Diverse Ausgaben	„	51.35
8.	Feuerverzinkten Eisendraht	„	121.95
9.	Meteorologische Fußstation Mallnitz	„	123.—
10.	„ „ Bucheben	„	240.—
11.	Instandhaltung der Telephonleitung	„	418.45
	Summe	K.	4411.26
12.	Für größere Arbeiten am Sonnblick	„	1500.—
13.	Kassarest pro 1908	„	14.69
	Gesamtsumme	K.	5925.95

Vermögensstand am 31. Dezember 1907.

1.	12 Stück 4proz. einheitl. Rente à 200 K. = 2400 K. zum Kurse von 96.85	K.	2324.40	
2.	500 Fl. Staatsloos 1860, Serie 12597, Nr. 15 zum Kurse von 149.—	„	1490.—	
3.	Kronenrente 1 Stück = 2000.—			
	„ 7 „ à 200.— = 1400.—			
	„ 1 „ à 100.— = 100.—			
	zum Kurse von 96.90	„	3391.50	K. 7205.90
	Kassarest pro 1908			„ 25.15
			Summe	K. 7231.05

Stimmt mit dem Rentenbüchel Nr. 42628 des k. k. Postsparkassenamtes.

Digitized by Google

Deutsche Meteorologische Gesellschaft. Jahresbericht für 1907. Leider muß diesmal der Jahresbericht mit der Erwähnung eines besonders schweren Verlustes beginnen, denn am 17. Februar verlor die Gesellschaft ihren hochverdienstlichen 1. Vorsitzenden, Herrn von Bezold, der seit 1889 ihre Geschäfte geleitet hat. Zu seinem Andenken hat die Gesellschaft mit der Deutschen Physikalischen Gesellschaft und dem Berliner Verein für Luftschiffahrt am 70. Geburtstag des Verstorbenen, am 21. Juni 1907, eine Feier veranstaltet, bei der Herr Hellmann die Gedächtnisrede hielt, die allen Mitgliedern des Vereins durch die Meteorologische Zeitschrift zugänglich gemacht wurde. Außerdem hat der Verein den Verlust zweier Ehrenmitglieder zu beklagen, nämlich von Prof. Paulsen in Kopenhagen und Buchan in Edinburgh, sowie des korrespondierenden Mitgliedes Dr. Snellen in De-Bilt bei Utrecht und der ordentlichen Mitglieder Prof. Dr. med. Rosenbach in Berlin und Oberlehrer Stern in Nordhausen.

Am Ende des Jahres zählte die Gesellschaft 14 Ehrenmitglieder, 32 korrespondierende und 317 ordentliche Mitglieder, so daß die Zahl der letzteren um 10 zugenommen hat.

An Stelle von Herrn von Bezold wurde der Geheime Regierungsrat Prof. Dr. Hellmann zum 1. Vorsitzenden gewählt, der nach Zustimmung des Vorstandes die Redaktion der Meteorologischen Zeitschrift an Prof. Dr. Süring übertrug. Mit dem hierdurch frei werdenden Amt eines Schriftführers wurde Prof. Dr. Kassner betraut.

Da sich vor der Drucklegung des Inhaltsverzeichnisses der ersten 20 Jahrgänge der Meteorologischen Zeitschrift noch mancherlei Schwierigkeiten ergaben, die den Druck verzögerten, so wurde beschlossen, bis Ende 1908 zu warten und dann ein Register für die ersten 25 Jahre herauszugeben. Es ist Vorsorge getroffen, daß dann die Veröffentlichung bald erfolgt.

Die Abhaltung der 11. Generalversammlung, die satzungsgemäß in diesem Jahre stattfinden sollte, wurde mit Rücksicht auf den Tod des 1. Vorsitzenden und auf das im Jahre 1908 bevorstehende 25jährige Bestehen der Gesellschaft bis dahin vertagt und der Gründungsort Hamburg dafür in Aussicht genommen.

Das preußische Ministerium für geistliche, Unterrichts- und Medizinalangelegenheiten gewährte wiederum die dankenswerte Beihilfe von 600 ℳ zur Herausgabe der Zeitschrift.

C. Kassner, Schriftführer.

Rechnungsablage
über Einnahmen und Ausgaben der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft für das vierundzwanzigste Vereinsjahr 1907.

A. Einnahmen.

1.	Übertrag aus dem Vorjahre	ℳ 4038.79
2.	Mitgliederbeiträge	„ 2952.50
3.	Zinsen von Staatspapieren und Depotzinsen	„ 500.95
4.	Zahlung vom Verleger	„ 150.—
5.	Außerordentliche Beihilfe des Herrn Ministers der geistlichen, Unterrichts- und Medizinalangelegenheiten	„ 600.—
6.	Für verkaufte Neudrucke von Schriften und Karten über Meteorologie usw.	„ 87.—
7.	Für verkaufte Bücher	„ 29.60
8.	Rückeinnahme aus einem nicht bestellbaren Beitrage für den Literaturbericht	„ 5.92
	Summe der Einnahmen	ℳ 8364.76

B. Ausgaben.

1.	Für Druck und Versendung der Zeitschrift	ℳ 2146.90
2.	Dem Gehilfen des Redakteurs der Zeitschrift	„ 120.—
3.	Honorar für den Literaturbericht und das Inhaltsverzeichnis der Zeitschrift	„ 115.78
4.	Anfertigung von Drucksachen (Formularen)	„ 24.—
5.	Für Schreibarbeiten und Botendienste	„ 78.45
6.	Porto des Vorsitzenden, des Redakteurs, Schriftführers und Schatzmeisters	„ 114.91
7.	Für Schreibmaterialien und Buchbinderlöhne	„ 17.90
	Übertrag	ℳ 2617.94

Digitized by Google

	Übertrag	ℳ 2617.94
8.	Für Verwaltung des Depots	„ 3.—
9.	Für Anschaffung eines Aktenschrankes für den Schriftführer	„ 42.—
10.	Für Kränze und die Gedächtnisfeier v. Bezolds	„ 77.50
11.	Kassenbestand am 31. Dezember 1907	„ 5624.32
	Summe der Ausgaben	ℳ 8364.76

Vermögensbestand am 31. Dezember 1907.

1.	3000 ℳ 3½ proz. Hamburgische Staatsrente zum Kurse von 93 Proz.	ℳ 2790.—
2.	7200 ℳ 3 proz. Reichsanleihe zum Kurse von 83 Proz.	„ 5976.—
3.	Kassenbestand am 31. Dezember 1907	„ 5624.32
4.	Rückständige Mitgliederbeiträge	„ 348.50
	Summe	ℳ 14738.82

Dem Schatzmeister wurde, nachdem die gewählten Revisoren, die Herren Prof. Dr. Lachmann und Dr. Less, alles geprüft und für richtig befunden hatten, vom Vorstande der Gesellschaft Entlastung erteilt.

O. Behre, Schatzmeister.

Die XI. Allgemeine Versammlung der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft, verbunden mit der Feier ihres 25jährigen Bestehens findet am 28., 29. und 30. September 1908 in Hamburg statt. Alle Mitglieder und Interessenten sind hierzu ergebenst eingeladen. Es wird gebeten, Vorträge sowie etwaige Anträge möglichst bald, spätestens aber bis zum 15. Juli, bei dem Schriftführer der Gesellschaft, Prof. Dr. Kassner, Berlin W. 56, Schinkelplatz 6, anmelden zu wollen.

Kleinere Mitteilungen.

H. Mohn über die meteorologischen Ergebnisse der zweiten norwegischen arktischen Expedition im „Fram", 1898 bis 1902. In einem sehr stattlichen Oktavbande werden die zweistündigen meteorologischen Beobachtungen aller meteorologischen Elemente während der genannten Expedition in extenso veröffentlicht, mit Kritik reduziert, bearbeitet und die Ergebnisse eingehend diskutiert[1]).

Fräulein Luise Mohn hat den größeren Teil der Beobachtungen reduziert und die Tabellen ausgearbeitet, Herr Assistent Aa Graarud unterwarf den täglichen Gang der meteorologischen Elemente der harmonischen Analyse, während Kapitän Sverdrup, Isachsen und Baumann die Umstände, unter welchen die Beobachtungen angestellt worden sind, erörtern. Der „Fram" verließ Kristiania am 24. Juni 1898, lief in Grönland, Egedesminde, Godthavn, Upernivik, Foulkefjord an und traf am 18./19. August in Rice Strait ein, in deren nördlichem Teil er das erste Mal überwinterte. Die folgenden Winterstationen, zugleich mit daselbst beobachteten mittleren Temperaturen und Extremen, enthält nachstehende, von uns zusammengestellte Tabelle. Am 21. Juli 1902 wurde die Rückreise angetreten und am 19. September erreichte die Expedition wieder Kristiania.

Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Jahr
Ostküste von Ellesmereland, 78° 46° NBr., 74° 57′ WL., Sept. 1898 bis Juli 1899.												
— 8.4	— 15.3	— 28.3	— 31.9	— 33.5	— 32.3	— 31.3	— 21.0	— 8.4	1.7	(3.1)	(2.4)	— 16.9
Havnefjord, 76° 29′ NBr., 84° 4′ WL., Okt. 1899 bis Aug. 1900.												
— 3.4	— 18.4	— 26.4	— 28.4	— 35.1	— 22.4	— 27.8	— 21.6	— 8.3	1.8	3.0	(0.6)	— 15.5
Gaasefjord, 76° 44′ NBr., 88° 39′ WL., Sept. 1900 bis Juli 1902.												
— 8.0	— 17.7	— 27.3	— 34.2	— 38.9	— 34.4	— 35.3	— 25.6	— 11.8	— 1.6	2.9	0.9	— 19.2
— 8.2	— 19.9	— 24.9	— 29.9	— 36.3	— 29.5	— 34.2	— 24.5	— 11.5	2.5	(5.3)	—	— 17.5

[1]) Report of the second Norwegian Arctic Expedition in the „Fram", 1898—1902, Nr. 4. H. Mohn, Meteorology. Published by the Videnskabs-Selskabet in Kristiania. Kristiania 1907. 8°. 399 S.

Digitized by Google

Absolute Extreme,	1898—1899	—42.8 (Januar)	9.5 (Juni)
„ „	1899—1900	—49.1 „	12.2 „
„ „	1900—1901	—51.4 „	11.5 (Juli)
„ „	1901—1902	—44.9 (März)	13.3 „

Tage mit einer Temperatur unter —40° im Mittel . . . . 11 im Jahre
„ „ „ „ über 10° „ „ . . . . 5 „ „

Absolutes Minimum . . . —51.3 am 20. Januar 1901, bei N und 750 mm Luftdruck;
„ Maximum . . +13.3 „ 9. Juli 1900, „ SE „ 756 „ „

Die später folgende Tabelle enthält die von uns zusammengestellten mittleren Ergebnisse in bezug auf alle meteorologischen Elemente. Für die Monate Oktober bis Juli liegen vierjährige Beobachtungen vor, für August zweijährige und für September dreijährige. Den täglichen Gang der meteorologischen Elemente haben wir in einer eigenen kleinen Tabelle im Auszuge zur Darstellung gebracht.

Die Konstanten des täglichen Ganges des Luftdruckes sind in der gewöhnlichen Bezeichnung $x = 0$ für Mitternacht.

Täglicher Gang des Luftdruckes.

	A_1	A_2	a_1	a_2
Herbst und Winter	179	266	0.128	0.097
Frühling und Sommer . . .	238	261	0.059	0.069
Jahr	198.5	268.0	0.083	0.078

Die berechneten Extreme im täglichen Gange des Luftdruckes sind:

$0^a 57$	$6^a 31$	11^a	$5^p 48$
— 0.115	+ 0.002	— 0.058	+ 0.158

Die größte periodische Temperaturschwankung hat der April 3.49°, die drei Sommermonate haben 1.7° und 1.8°, in den finsteren Monaten verschwindet der tägliche Temperaturgang völlig. Es wird in eingehender Weise auch der Einfluß der klaren und bedeckten Tage und der Windstärke behandelt. Wir können nur folgende Ergebnisse hier auszugsweise anführen:

	Klar			Bedeckt		
	Minimum	Maximum	Ampl.	Minimum	Maximum	Ampl.
April	4^a — 29.1	3^p — 24.3	4.8°	7^a — 21.5	7^p — 18.4	3.1°
Mai	3^a — 14.2	4^p — 9.6	4.6°	3^a — 9.6	3^p — 7.1	2.5°

Der tägliche Gang des Dampfdruckes ist natürlich sehr unbedeutend; die Jahresextreme sind in Tagesmitteln 0.3 und 4.8 mm, für die relative Feuchtigkeit 79.2, Mai, und 84.4, August. Die Luvseite bleibt das ganze Jahr die Nordseite, bis auf Juni und Juli, wo die Südwinde am häufigsten sind.

Die Extreme der Windstärke im täglichen Gange im Mittel des Jahres sind:

Minimum 3.52 um $0^a 30$ Maximum 3.80 um $7^p 30$.

Die Amplitude der täglichen Variation ist also gering.

Die Windstillen sind am häufigsten im Dezember mit 40 Proz., am seltensten im September, 21 Proz.

Häufigkeit der Windrichtungen und Kalmen in Prozenten.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalm.
Winter	27	7	4	4	10	2	1	6	39
Frühling	25	7	5	6	10	3	2	7	35
Sommer	21	4	2	9	18	8	3	7	28
Herbst	32	12	4	4	6	3	2	10	27
Jahr	26.2	7.4	3.5	5.8	10.6	4.8	1.9	7.4	32.4

Die Häufigkeit der Stürme verteilt sich folgendermaßen auf die acht Hauptrichtungen. Die Sturmnorm wurde zu 15 mps (8 Beaufort, 33.55 engl. Meilen) angesetzt. Die Summe der Stürme war 101, die folgenden Zahlen sind demnach auch als Prozente anzusehen.

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
34	2	5	23	11	3	0	23

Die maximale Windstärke erreichte am 25. März 1902 6^a 37.4 mps.

Digitized by Google

Der Wolkenzug (hohe Wolken) war vorherrschend im Winter N und NE, im Frühling NE und SSW, im Sommer N und S, im Herbst N, die Richtungen SE und NW waren selten.

Die Niederschlagsmessungen werden S. 345 bis 349 im Detail angegeben, aber nicht summiert. Sie sind eben unsicher und sehr gering. Sverdrup sagt, der Schneefall war so gering, daß oft ganz schneelose Strecken die Schlittenreisen sehr hinderten.

Am Schlusse des Bandes finden sich die Nordlichtbeobachtungen und die optischen Phänomene. Dann folgen die Schiffsbeobachtungen während der Reise im Detail.

Einem Artikel von Hermann G. Simmons über die Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen der Sverdrup-Expedition in La Geographie, IX, Mars 1904, p. 177 u. f. entnehmen wir noch folgendes auszugsweise über die Niederschläge an den Winterstationen:

1898/1899, Hafen „Fram", Ostküste von Ellesmereland.
Niederschläge, Tage und Menge in Millimetern.

Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Summe
9	12	6	5	7	6	4	13	9	7	14	92
—	26.5	3.6	0.6	0.9	0.2	1.0	13.6	15.9	—	—	(62.3)

In den Monaten September, Juni, Juli war der Niederschlag unmeßbar.

1899/1900, Havnefjord, Südküste von Ellesmereland.
Tage mit Niederschlägen.

Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Summe
23	11	8	13	14	16	10	17	17	14	17	170

Vollständige Niederschlagsmessungen fehlen vom September bis Januar, von Februar bis Mai fielen 26.2 mm, die Sommermonate waren regenreich, Juni 22.2, Juli 31.2 mm.

1900/1901, Gaasefjord (ebenda).

Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Summe
						Schneetage:						
19	6	3	2	7	9	11	19	12	2	8	14	112
						Regentage:						
—	—	—	—	—	—	—	—	7	17	9	—	33
						Niederschläge in Millimeter:						
0.9	0.5	0.9	0.0	4.3	1.2	0.2	0.8	0.6	14.6	2.0	5.4	31.4

Niederschläge sehr gering. Der feine Schnee des Winters wird auch leicht weggeweht und gibt beim Schmelzen wenig Wasser.

1901/1902, Gaasefjord. Hier war die Julitemperatur außerordentlich hoch, 5.3° (Maximum 13.3°, Minimum bloß — 0.1°). Der Niederschlag war wieder sehr gering, vom 20. Dezember 1901 bis 20. Juli 1902 wurden bloß 15 mm gemessen.

Arktisches Nordamerika. 77° 11′ NBr., 84° 5′ WL. Meeresniveau. Ergebnisse der Beobachtungen während der zweiten Expedition des „Fram", 1898 bis 1902.

	Luftdruck				Temperatur									
	Mittel in mm 700 +	Mittleres Max.	Mittleres Min.	Mittl. Monatsschwkg.	Mittleres tägliches Min.	Max.	Unperiod. Ampl.	Wahres Mittel Beob.	Ausgegl.	Mittl. Monatsextreme		Diff.	Period. tägl. Ampl.	Interdiurne Veränderlichk.
Januar	59.2	78.4	42.4	36.0	- 39.0	- 32.2	6.8	- 36.0	- 33.2	- 46.6	- 20.8	25.8	0.3	2.87
Februar	66.2	85.0	46.5	38.5	- 33.6	- 24.8	8.8	- 29.7	- 31.9	- 43.6	- 10.4	33.2	0.4	3.78
März	68.1	83.2	51.3	31.9	- 35.8	- 28.0	7.8	- 32.2	- 29.3	- 44.5	- 12.9	31.6	1.9	3.15
April	65.2	79.1	53.2	25.9	- 27.4	- 18.6	8.8	- 23.2	- 23.2	- 37.2	— 6.8	30.4	3.5	2.71
Mai	65.0	73.5	56.4	17.1	- 13.9	— 6.3	7.6	- 10.0	- 10.0	- 23.9	1.4	25.3	3.1	2.09
Juni	60.2	68.6	49.7	18.9	— 1.2	4.0	5.2	1.1	1.1	— 6.8	10.4	17.2	1.7	1.09
Juli	57.8	66.0	50.5	15.5	1.4	7.0	5.6	3.6	3.6	— 0.6	11.2	11.8	1.8	1.11
August	56.3	62.7	48.5	14.2	0.1	5.3	5.2	1.2	1.2	— 3.5	9.6	13.1	1.8	1.17
Septbr.	58.3	68.3	45.1	23.2	- 11.1	— 7.0	4.1	— 7.0	— 7.0	- 17.5	1.9	19.4	0.9	1.55
Oktober	59.5	71.2	48.6	22.6	- 21.6	- 15.0	6.6	- 17.8	- 17.6	- 29.6	— 5.3	24.3	0.4	2.72
Novbr.	60.8	75.4	44.9	30.5	- 29.8	- 22.9	6.9	- 26.7	- 26.7	- 36.4	- 10.8	25.6	0.3	2.83
Dezbr.	60.2	78.9	44.4	34.5	- 34.4	- 27.0	7.4	- 31.1	- 31.2	- 41.2	- 12.8	29.2	0.3	2.97
Jahr	71.4	89.9	41.1	48.8	- 20.5	- 13.8	6.7	- 17.1	- 17.1	- 47.0	11.6	58.2	1.4	2.34
Absolut		93.2	39.5											

Digitized by Google

	Dampfdruck	Relat. Feuchtigkeit	Bewölkung	Tage klar	Tage bedeckt	Niederschlagswahrscheinlichk.	Tage mit Niederschlag	Tage mit Rgn.	Niederschlagsstd. pro Niederschlagstag	Windgeschw. mps	Kalm. Proz.	Sturmtage	Temperatur klar	Temperatur bedeckt
Jan. . .	0.3	84	2.6	17.1	2.5	0.05	3.8	0	6.9	3.4	38	3.2	- 37.6	- 27.1
Febr. .	0.4	83	3.1	14.7	3.4	0.06	9.2	0	6.1	3.5	38	3.3	- 34.2	- 18.1
März .	0.4	82	3.6	12.5	4.1	0.08	7.0	0	4.9	3.6	38	4.0	- 34.3	- 21.2
April .	0.7	80	4.5	9.8	6.5	0.13	11.8	0	8.3	3.5	36	1.7	- 26.7	- 19.8
Mai . .	1.8	79	5.5	7.4	10.6	0.17	13.8	0	10.2	3.6	32	1.3	- 11.6	— 8.4
Juni . .	4.0	80	6.1	6.1	12.9	0.16	12.5	4.0	8.6	3.7	28	0.5	2.0	0.5
Juli . .	4.8	82	6.7	4.1	15.0	0.14	11.3	10.2	7.9	3.6	27	0.0	5.5	2.4
Aug.. .	4.4	84	7.3	2.3	17.1	0.14	12.0	10.5	5.7	3.9	25	0.0	—	—
Sept. .	2.2	83	7.1	3.1	15.8	0.16	15.0	0.0	8.1	4.3	21	1.0	- 10.1	— 8.3
Okt. . .	1.0	82	5.6	7.5	10.6	0.15	17.2	0.2	8.7	4.1	28	1.8	- 24.0	- 14.9
Nov.. .	0.5	82	3.8	12.9	5.0	0.10	7.8	0	6.1	3.6	37	2.3	- 31.3	- 21.0
Dez. . .	0.4	83	2.7	16.7	2.4	0.06	8.3	0	6.3	3.3	40	1.3	- 33.7	- 24.2
Jahr . .	1.7	82	4.9	114.2	105.9	0.12	133.2	24.9	7.3	3.6	32	20.4	- 19.9	- 13.6

	Luftdruck Herbst u. Winter	Luftdruck Frühling u. Sommer	Luftdruck Jahr	Temperatur Polarnacht	Temperatur April u. Mai	Windstärke mps Jahr	Windstillen	Bewölkung Okt. b. März	Bewölkung April b. Sept.	Niederschlagswahrscheinlichkeit
Mittern. . .	— 0.10	— 0.13	— 0.11	— 0.02	— 1.14	3.52*	10.8	3.0*	6.4	0.110*
2a	— 0.11	— 0.08	— 0.10	— 0.09	— 1.58	3.54	11.2	3.1	6.2	0.112
4a	— 0.05	— 0.02	— 0.03	— 0.07	— 1.60	3.60	11.1	3.2	6.3	0.113
6a	— 0.04	0.02	— 0.01	0.01	— 1.17	3.64	10.9	3.2	6.3	0.116
8a	— 0.10	0.03	— 0.04	0.05	— 0.38	3.66	10.7	3.8	6.3	0.121
10a	— 0.06	0.03	— 0.01	0.03	0.40	3.68	10.6	4.0	6.1	0.119
Mittag . .	— 0.10	— 0.04	— 0.07	0.03	1.20	3.75	10.3	4.1	6.2	0.113
2p	— 0.01	0.02	0.01	0.04	1.57	3.80	10.0	4.1	6.1	0.112*
4p	0.17	0.10	0.13	— 0.02	1.57	3.77	10.0*	3.9	6.1	0.116
6p	0.24	0.07	0.15	— 0.05	1.13	3.71	10.1	3.5	6.3	0.122
8p	0.15	0.07	0.11	0.02	0.40	3.65	10.2	3.3	6.3	0.120
10p	0.01	— 0.07	— 0.03	0.06	— 0.43	3.57	10.5	3.2	6.4	0.113

J. Hann.

Das amazonische Klima. In den Annales de Geographie vom 15. November 1906 erschien eine Arbeit von Paul le Cointe: „Le climat amazonien et spezialement le climat du Bas-Amazone"; sie enthält manches Interessante, welches ich erwähne und daran einige Bemerkungen knüpfe.

Der Verfasser machte zweijährige Beobachtungen in Obidos [1]), welche folgende Resultate geben:

Obidos 1° 55′ SBr., 55° 50′ WL., 20 m.

	Jan.	Febr.	März.	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Temperatur . .	27.1	26.5	26.4	26.2	26.2	26.0	26.6	27.7	28.1	28.4	29.0	27.7
Relative Feuchtigkeit . . .	81	81	85	85	84	79	74	69	71	65	62	79
Regen	282	195	261	212	197	104	37	6	66	53	7	132

Es wird leider nicht angegeben, wie die Mittel berechnet sind [2]), jedoch für die Temperatur stimmen sie gut mit Manaos. Die relative Feuchtigkeit ist etwas klein für die feuchte amazonische Gegend, jedoch Obidos hat in der Nähe Savannen. Auch die Höhe der Mitteltemperatur in der trockenen Jahreszeit und diejenige des absoluten Maximums deuten auf solche Einflüsse.

	Jahr Manaos	Jahr Obidos [3])	Belem (Pará)
Regen	1657	1552	2482
Temperatur	27.3	27.2	26.2
Absolutes Minimum [4]) . . .	18.5	19.1	19.2
Absolutes Maximum [4]) . . .	37.5	39.2	33.3
Bewölkung	—	5.35	—

Der Verfasser erwähnt die Konstanz der Temperatur, welche so weit geht und so zur Gewohnheit wird, daß schon 21° als Kälte unangenehm empfunden wird [5]). Doch an den

[1]) Lage nicht gegeben, nach Stielers Atlas ungefähr 2° SBr., 55½° EL., östlich von Manaos, westlich von Santurem.

[2]) Sie dürften zu hoch sein. Wenn doch die Autoren sich gewöhnen möchten, anzugeben, wie die Mittel gebildet worden sind! D. Red.

[3]) Stärkste Regenfälle: 119.0 mm 25. Januar 1904, 115.5 mm 18. November 1905, in 7 Stunden 125 mm 17. März 1906.

[4]) Zwei Jahre, 1902 und 1903.

[5]) Dies kann ich aus eigener Erfahrung in Pará bestätigen.

Digitized by Google

oberen rechten Zuflüssen des Amazonas kommt im Winter zuweilen ein relativ kalter SW, genannt „Sur“ oder „Friagem“. Le Cointe beobachtete am Madidi, Zufluß des Beni (13° SBr, 160 m ü. M.) einen Temperaturfall von 33° auf 11°, wobei klarer Sonnenschein durch Nebel abgelöst wurde. In Manaos wurden einmal im Juni einige Tage mit „Friagem“ beobachtet, die Temperatur fiel auf 16° und viele Fische starben in den Seen.

Diese Winde werden auch von anderen Reisenden erwähnt, so namentlich von Bates (Naturalist on the Amazons).

Die Erklärung der Kälte dadurch, daß die Winde von den Anden kommen, und zwar von den bolivianischen, schien mir nicht stichhaltig, denn wegen der Massenerhebung ist das bolivianische Plateau für die Höhe sehr warm, und Winde von dort müßten Föhncharakter haben.

Jetzt scheint es mir, daß ich die Sache erklären kann. Die Winde sind selten und auf die Wintermonate beschränkt. Sie kommen wohl nicht vom bolivianischen Plateau, denn sonst müßte, um 11° in einer Höhe von 200 m zu geben, dort in 4000 m eine Temperatur von — 20° bis — 22° herrschen, was durchaus unwahrscheinlich ist. Eher können wir eine vorübergehende Abkühlung der Täler annehmen, und einen Gradienten von W—E.

Im Norden des Ästuariums des Amazonas, in Macapa, ebenso im Norden der Insel Marajo, ist eine scharfe Sonderung der Jahreszeiten vorhanden, d. h. fünf Regenmonate und vier fast ganz regenlose. Höher am Amazonas in Almeirim, Brinka, Obidos und bis Manaos, ist die Regenzeit kürzer, etwa vom 15. Dezember bis zum 15. Juni, jedoch gewöhnlich wird die trockene Zeit durch Gewitter im September und Oktober unterbrochen.

Im Jahre 1899 fielen in 156 Tagen der trockenen Zeit nur 20 mm Regen; große Brände waren in den Savannen zu sehen, das Feuer drang auch in die Wälder, der Rauch war so dicht, daß die Schiffahrt in der Nacht unmöglich wurde.

Ich bemerke, daß das Jahr 1899 auch im Flußgebiete des Nils und in Indien sehr trocken war; kleinstes Hochwasser des Nils seit vielen Jahren, Dürre und Hungersnot in einem großen Teile Indiens.

Hagel wurde in Obidos nicht beobachtet, an einigen Orten am unteren Amazonas wurde er jedoch beobachtet. Gewittertage 140 im Jahre, gegen 170 in Belem (Pará).

Einmal fand Le Cointe in einem dichten Walde 1° 48′ SBr., 58° 28′ WL., daß der Wind eine Lichtung von 2 km Länge und 100 m Breite gemacht hatte, auch hatte er große Bäume aufeinander gehäuft und teilweise gedreht. Alle lagen von W nach E. Er nennt die Erscheinung eine „Trombe“.

In dem Jahrgange 1903 der Annales des Bureau Central Meteor. de France finden sich folgende Beobachtungen von Le Cointe aus Madidi, Bolivien, 12° 36′ SBr., 70° 30′ WL., 140 m ü. M.

1903	Mittleres Minimum	Mittleres Maximum	Absolutes Minimum	Absolutes Maximum	Regen mm	Regen Tage
Januar	23.5	31.2	20.5	34.5	153	12
Februar	23.4	30.5	21.5	33.0	260	15
März	22.8	30.2	21.0	33.5	150	11
April	20.7	29.5	14.0	32.5	111	9
Mai	20.7	29.1	14.0	33.0	57	5
Juni	19.6	29.4	15.5	33.0	61	2
Juli	19.9	29.5	15.5	34.0	65	3
August	19.6	30.4	12.0	35.5	19	3

A. Woeikof.

Temperatur von Pará, Obidos, Manaos. Ich stelle hier die wahrscheinlichsten Temperaturen von Manaos und Obidos zusammen, Pará zum Vergleich.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Pará, 1° 27′ SBr., 48° 29′ WL., 10 m.												
25.4	25.0	25.7	25.4	25.8	25.7	25.6	25.7	25.9	26.1	26.7	26.3	25.7
Obidos, 1° 55′ SBr., 55° 50′ WL., 20 m.												
26.1	25.5	25.4	25.2	25.2	25.1	25.7	26.7	27.3	27.6	28.0	26.7	26.2
Manaos, 3° 8′ SBr., 60° 0′ WL., 40 m (2 bis 3 Jahre).												
25.6	25.6	25.6	25.5	25.8	26.2	25.9	26.2	26.5	26.6	27.3	26.5	26.1

Ich nehme an, daß die Mittel für Obidos Mittel der täglichen Extreme sind und korrigiere sie nach Pará und Quito.

Digitized by Google

Für Monaos liegen richtige Mittel schon vor (s. diese Zeitschr. 8, 267 (1873) u. 1895, S. 221). Die fehlenden Temperaturen der Monate August und September in der Periode 1866/69 sind durch Differenzen gegen Pará interpoliert.

Manaos.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1866/69 . .	25.8	26.3	26.0	25.3	25.9	25.9	25.9	(26.1)	(26.4)	26.9	27.0	26.8	26.3
1894 . . .	25.5	24.9	25.6	25.7	25.6	26.4	—	—	—	—	—	—	—
1898 . . .	25.6	25.5	25.3	25.4	25.9	26.3	25.8	26.4	26.7	26.4	27.6	26.2	26.1
Mittel . .	25.6	25.6	25.6	25.5	25.8	26.2	25.9	26.2	26.5	26.6	27.3	26.5	26.1

Ronaud y Paz Soldan beobachtete vom 28. Mai bis 9. Juni 1866 zu Manaos

	9h	Mittag	3h	9h	
Luftdruck	760.40	59.2	57.14	59.21	Konstante Barometerkorrektion:
Temperatur . . .	25.4	28.6	28.3	22.6	+ 0.24

Die mehrjährigen Mittel für Pará findet man im Jahrgange 1902, S. 348; 1903, S. 368; 1906, S. 15; auch 1907, S. 431. Man vergleiche: Draenert, Das Klima im Tale des Amazonenstromes (Belem, Manaos), in d. Zeitschr. 1901, S. 504. Die Temperatur von Pará ist viel zu hoch angegeben, Manaos dürfte ziemlich richtig sein, wenig zu hoch.

J. Hann.

Außerordentlicher Wettersturz Ende Mai in der Schweiz. Die Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt berichtet [1]):

Solange genauere Witterungsaufzeichnungen aus dem letzten halben Jahrhundert existieren, ist kein Fall bekannt, der nahe zu Ende des Mai einen derartigen Wettersturz mit Kälte und Schneefall produzierte, wie der jüngst vergangene 23. und 24. Mai. Wohl sind Schneefälle zu Anfang, auch zu Mitte und Ende Mai in unserem Klima nichts seltenes; jedoch eine derartige Schneemenge, verbunden mit so tiefer Temperatur, nach unmittelbar vorausgegangener Hochsommerwärme [2]), gehören tatsächlich um diese Jahreszeit zu den meteorologischen Abnormitäten, die man alle 50 Jahre kaum einmal registriert. Die Mitteltemperatur des heurigen denkwürdigen 23. Mai beträgt knapp 3° über Null und ist die tiefste einer nunmehr bald abgeschlossenen 50jährigen Reihe. Die massige, schwere Schneeschicht lag Sonntag morgen um 6 Uhr volle 10 cm hoch über Feld und Flur; der durch Schneedruck angerichtete Schaden an der in voller Üppigkeit stehenden Vegetation ist natürlich ein enormer. Merkwürdig ist, daß dieser furchtbare Wettersturz mit seiner entsetzlichen Schneekalamität vorwiegend auf unser nördliches Alpenvorland beschränkt blieb. Weder die süddeutschen (bayerischen) noch die französischen und österreichischen Stationen melden in den tieferen Regionen bis zur Stunde etwas ähnliches. Auch auf den Höhen war der Schneefall enorm; so hatte z. B. Pilatus-Kulm 50 cm Neuschnee allein in 24 Stunden. Auch das Jahr 1867 brachte späten Schneefall auf den gleichen Tag (23. Mai), doch waren es nur Flocken, lange nicht von dieser massigen Qualität; ebenso bleibt der 15. und 16. Mai 1885 denkwürdig kritisch durch Schneefall, immerhin noch bedeutend früher wie der heurige. — Die gefährliche Situation war bereits am Freitag vormittag vorgezeichnet, als im westlichen Frankreich sich mit riesigen Gewittern eine abnorme Kältewelle noch unter 10° C entwickelte, die dann bis nachts rasch ostwärts gegen den Jura wanderte und mit starken Niederschlägen sich in den höheren Lagen des alpinen Nordhanges noch weiter erniedrigte. Mit dem Wetterphänomen vom 23. Mai d. J. stehen wir tatsächlich an der Grenze dessen, was in unserem klimatischen Reich an meteorologischen Exzessen überhaupt möglich ist.

Bern, 24. Mai. Der Samstag mittag halb zwei Uhr eingetretene Schneefall dauerte ohne Unterbruch bis gegen Mitternacht und richtete enormen Schaden an. Die sprossende Saat wurde in den Boden gedrückt; unter der Last des nassen, schweren Schnees brachen die Bäume in Massen zusammen. Gegen Abend glichen die prachtvollen Alleen in der Umgegend der Stadt Bern einem Schlachtfeld; ununterbrochen rasselten fußdicke Äste und

[1]) Neue Züricher Zeitung, Montag am 25. Mai.

[2]) In Zürich am 22. Mai, mittags unter Föhneinfluß 28,0°! Am 23. Mai, abends 9 Uhr dagegen 0,4°! bei starkem Schneefall! Gleichzeitig (23. Mai, abends 7½ bis 10½ Uhr) jenseits der Berge im Tessin furchtbare Gewitterregen mit Hagelfall; gesamte Regenmenge in Lugano 124 mm!

Digitized by Google

oft ganze Bäume herunter, und es war ein Krachen und Prasseln, als schlügen Kartätschen überall ein. Das Passieren der Alleen war mit größter Lebensgefahr verbunden.

Altdorf, 24. Mai. Gestern abend 7 Uhr lag der Schnee hier schon 30 cm hoch und noch schneite es ununterbrochen weiter. Groß ist der Schaden besonders an Bäumen. Groß ist auch die Lawinen- und Wassergefahr.

Brunnen, 23. Mai. Nachdem seit drei Tagen bei einer Wärme von 25 bis 27° R in der Umgebung prachtvolles Heu eingesammelt wurde, schneit es heute seit mittag ununterbrochen, so daß die ganze Gegend in ein weißes Kleid eingehüllt ist bei 1 bis 2° Wärme. Noch ist keine Aussicht vorhanden, daß der Schneefall aufhört; er wird an Bäumen und Kulturen unendlichen Schaden anrichten.

Wallenstadt, 24. Mai. Samstag fiel nachts 30 cm Schnee im Tal. Die halbe Ernte ist vernichtet.

Lausanne, 24. Mai. Über das gestrige Schneewetter kommen aus dem ganzen oberen Kantonsteil schlimme Berichte. So wird aus Bex gemeldet, der Schaden an den Kulturen sei schwer, namentlich hat der Weinbau stark gelitten. Auf der Bahnlinie Bex—Gryon—Villars wurde der Verkehr gestern nachmittag unterbrochen, indem die Stromleitung durch umstürzende Bäume zerrissen wurde. Desgleichen wurde der Telegraphen- und Telephonverkehr gestört.

Sitten, 24. Mai. Die Rhoneebene von Sitten aufwärts ist eingeschneit. Die Kulturen, Bäume und Reben sind beschädigt. Auch die Ufer des Lemansees sind verschneit.

Paris, 23. Mai. Aus allen Gebirgsgegenden Frankreichs, besonders aus dem Jura und den Savoyeralpen, wird Schneefall gemeldet.

H. Guillemard und **A. Moog: Über den Einfluß des Höhenklimas auf den Hydratwasserverlust des Organismus**[1]). Bei Gelegenheit ihrer verschiedenen Aufenthalte auf dem Montblanc untersuchten H. Guillemard und A. Moog den Einfluß des Höhenklimas auf den Hydratwasserverlust des Organismus. Sie stellten sich die Frage, ob, wie gewöhnlich angenommen wird, das Höhenklima die Hydratwasserentziehung des Organismus durch die Lungen und durch die Haut beschleunige, und führten deshalb eine Serie von Versuchen aus, deren Resultate wir hier in aller Kürze in folgender Tabelle mitteilen wollen.

		Paris	Chamonix (1050 m)	Grands-Mulets (3050 m)	Montblanc (4810 m)
Klimatische Faktoren, Mittel	Luftdruck	760 mm	670 mm	520 mm	420 mm
	Temperatur	22°	19°	13°	1.5°
	Feuchtigkeit[2])	10.7 g	9.8 g	5.7 g	3.0 g
Menge der ausgeatmeten Luft in der Minute	Scheinbare Menge[3])	8.799 l	8.535 l	8.546 l	10.156 l
	Tatsächliche Menge	8.141 l	7.032 l	5.582 l	5.581 l
	Anzahl der Atemzüge	12.7	15.1	16.0	16.3
	Reelles Volumen der Ausatmungen[4])	0.641 l	0.465 l	0.348 l	0.342 l
Ausgehauchtes Wasser in der Minute		0.2757 g	0.2669 g	0.2511 g	0.2738 g
Wasserverlust von seiten der Lungen		0.1826 g	0.1781 g	0.2009 g	0.2418 g
Wassermenge der Hautausdünstung		0.043 g	0.026 g	0.016 g	0.010 g

Die Schlußfolgerungen aus dieser Tabelle sind folgende: Während die scheinbare Menge der geatmeten Luft auf dem Montblanc merklich zunimmt, nimmt die reelle Menge der geatmeten Luft stark ab. Man konstatiert weiter eine starke Zunahme der Atemzüge in der Minute, welche zusammenfällt mit der tatsächlichen Volumabnahme der Ausatmungen. Das Gewicht des ausgeatmeten Wassers in der Zeiteinheit hat sich bei unseren Versuchen als merklich konstant und unabhängig von der Höhe erwiesen. Während die absolute Feuchtigkeit mit der Höhe rapid abnimmt, ist der Verlust an Wasser von Seite der Lungen merklich hoch über 3000 m. Der Verlust an Wasser auf der Oberfläche der Haut nimmt ab in dem Maße, als man steigt; diese Abnahme muß wohl der Temperaturabnahme mit der Höhe zugeschrieben werden.

[1]) Compt. rend. 145, 20 (1907).
[2]) Gewicht des Wassers in 1 cbm.
[3]) Bei der Temperatur und dem Luftdruck des Versuchsortes.
[4]) Bei 0° und 760 mm Luftdruck.

Digitized by Google

Wenn man bedenkt, daß die Wassermenge, welche auf der Oberfläche der Haut ausgeschieden wird, drei- bis viermal wenigstens größer ist als jene, welche durch die ausgeatmete Luft mitgenommen wird, kommt man zum Schlusse, daß, ganz fern davon, eine Entwässerung des Organismus zu fördern, das Höhenklima sie nur verhindert. Dieser Schluß stimmt überein mit der Zunahme des Gewichtes der Blutmasse, welche bei Tieren, die in verdünnter Luft leben, konstatiert wurde und auch mit den Erfahrungsergebnissen, die früher die Verfasser mitgeteilt haben.

Witterung und Geisteskrankheit. Durch die Zeitschrift „Die Umschau", XI, Nr. 36, S. 708, wurde ich darauf aufmerksam, daß Dr. Georg Lomer in den Jahren 1906 und 1907 [1]) bereits Untersuchungen darüber angestellt hat, welcher Art der Einfluß der Witterung auf Geisteskrankheiten, insbesondere auf die Anfälle von Epilektikern sei. Er kommt darin zu dem Resultate, daß nicht die Temperatur oder die Bewölkung, oder die Luftfeuchtigkeit oder die Intensität der Luftbewegung die Zahl und Form der Anfälle beeinflusse, daß aber, nach der Vergleichung der Anfallsziffern mit den jeweiligen Luftdruckverhältnissen, ein Zusammenhang der Anfälle mit diesen letzteren sicher vorhanden sei.

Lomer kommt damit zu denselben Ergebnissen, welche sich bei der Untersuchung des Föhneinflusses auf Epilektiker [2]) ergaben. Das Herankommen eines Barometerminimums äußert sich in einem Steigen der Anfallsziffer. Sind auch diese Ergebnisse in den Untersuchungen über den physiologischen Einfluß des Föhns nur nebenbei gewonnen und keineswegs sichergestellt, darf doch auf diese Übereinstimmung hingewiesen werden.

Es ist aber gewiß unrichtig und kann die weitere Untersuchung in falsche Bahnen leiten, wenn Lomer glaubt, daß der Luftdruck an sich für die Zahl der Anfälle maßgebend sei, und daß es vielleicht gelingen würde, „durch Schaffung eines Luftdruckgleichgewichts, d. h. eines sich möglichst gleichbleibenden Luftdrucks", in entsprechend eingerichteten pneumatischen Kabinetten die Anfallsgefahr zu verringern.

Man weiß, daß gewisse Einflüsse des Wetters auf die Tier- und Pflanzenwelt an die Vorderseite eines Barometerminimums gebunden sind. Es wirkt hier gewiß nicht der Luftdruck an sich, sondern der ganze Zusammenhang meteorologischer Faktoren, den wir kurz das „Wetter" nennen und der diesem ein bestimmtes Bild gibt.

Das „Wetter", in dem wir den charakteristischen Zusammenhang von Temperatur, Bewölkung, Wind und Feuchtigkeit, vielleicht auch ein bestimmtes Stromsystem vor uns haben, findet nun seine einfachste Beschreibung durch die Luftdruckverteilung, welche über einem größeren Gebiete herrscht. Es ist eine Erfahrungstatsache, daß das Wetter in erster Linie durch die Luftdruckverteilung gegeben ist, wenn es auch nicht allein von dieser abhängt.

Der erwähnte Zusammenhang ist also gewiß nur ein mittelbarer, und er besteht zweifellos nur zwischen einer bestimmten Luftdruckverteilung, die in erster Linie das Wetter bestimmt, und der Zahl der epileptischen Anfälle. Da aber die Luftdruckverteilung ihr bestes Bild in der Wetterkarte findet, wird sich auch der Vergleich von Wetterkarten zu der in Rede stehenden Untersuchung viel besser eignen. Nur insofern, aber auch nur insoweit aus den Luftdruckverhältnissen eines Beobachtungsortes auf jene der ganzen mitwirkenden Umgebung geschlossen werden kann, wird daher auch ein Zusammenhang zwischen dem Luftdrucke am Beobachtungsorte und der Zahl der epileptischen Anfälle bestehen. Wilh. Trabert.

Die Temperatur der unteren Schichten der freien Atmosphäre über München am 2., 3. und 4. Januar 1908. Von A. Schmauss. Die Registrierballonaufstiege vom 2. bis 4. Januar 1908, welche die königl. bayer. meteorologische Zentralstation im Anschluß an die internationale Vereinbarung veranstaltete, fielen erfreulicherweise in die eine Kälteperiode, welche (wie in der zweiten Periode der 12. und 13. Januar) in fortschreitender Abkühlung die niedrigsten Temperaturen brachte, die in diesem Winter in München zur Aufzeichnung gelangten.

---

[1]) „Witterungseinflüsse bei 7 Epileptischen." Arch. f. Psychiatrie 1906, Bd. 41, Heft 3, und „Witterungseinflüsse bei 20 Epileptischen". Ebenda, 1907.

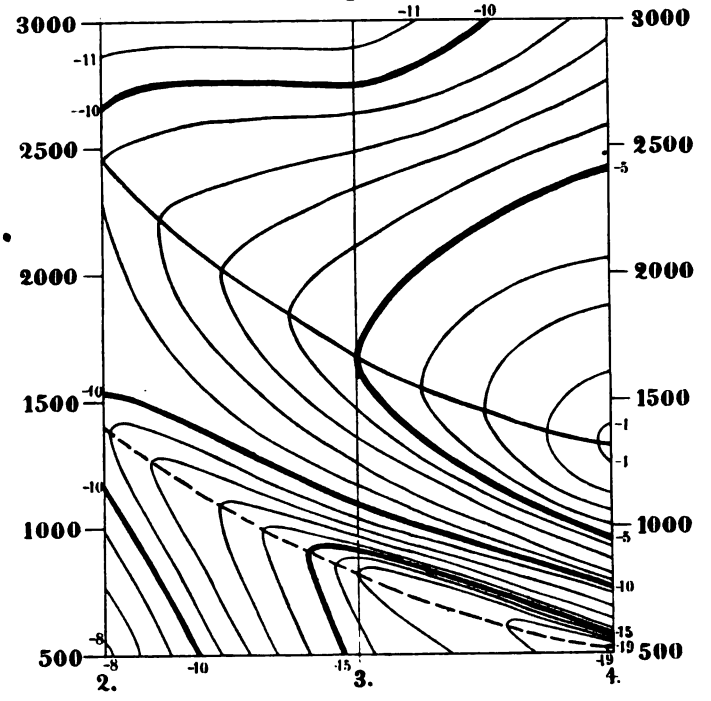
[2]) Innsbrucker Föhnstudien. III. Der physiologische Einfluß von Föhn und föhnlosem Wetter. Denkschriften der Wiener Akademie 91, 115 (1907).

Digitized by Google

Alle drei an diesen Tagen aufgesandten Instrumente — das vom 3. Januar allerdings erst nach 2 Monaten — sind mit sehr schönen Registrierungen zurückgekommen, so daß sich die interessante Umbildung der isothermen Flächen in einem winterlichen barometrischen Maximum gut studieren ließ.

Ich möchte an dieser Stelle nur das thermische Verhalten der unteren bis 3000 m reichenden Schichten studieren, während die weitere Auswertung in der üblichen Weise im Deutschen meteorologischen Jahrbuch, Bayern 1908, mitgeteilt werden wird.

Fig. 1.



Aus den Angaben der Instrumente sind in der Fig. 1 die Thermoisoplethen gezeichnet; die aus den etwas ausgeglichenen Kurven abgelesenen Temperaturen der einzelnen Schichten sind in der Tabelle I zusammengestellt.

Tabelle I.

Höhe	2. Januar	3. Januar	4. Januar	Δ_{3-2}	Δ_{4-2}
520 m	— 6.8°	— 15.9°	— 19.2°	— 9.1°	— 12.4°
600	— 7.3	— 16.0	— 14.0	— 8.7	— 6.7
700	— 7.7	— 16.5	— 11.8	— 8.8	— 4.1
800	— 8.2	— 17.0	— 8.5	— 8.8	— 0.3
900	— 8.6	— 15.0	— 6.0	— 6.4	+ 2.6
1000	— 9.2	— 12.0	— 4.5	— 2.8	+ 4.7
1100	— 9.6	— 9.7	— 2.4	— 0.1	+ 7.2
1200	— 10.0	— 8.5	— 1.4	+ 1.5	+ 8.6
1300	— 10.5	— 7.5	— 0.5	+ 3.0	+ 10.0
1400	— 10.6	— 6.6	— 1.0	+ 4.0	+ 9.6
1500	— 10.1	— 5.8	— 1.3	+ 4.3	+ 8.8
1600	— 9.4	— 5.2	— 2.0	+ 4.2	+ 7.4
1700	— 9.5	— 5.0	— 2.4	+ 4.5	+ 7.1
1800	— 9.6	— 5.3	— 2.7	+ 4.3	+ 6.9
1900	— 9.7	— 5.6	— 3.3	+ 4.1	+ 6.4
2000	— 9.8	— 5.8	— 3.8	+ 4.0	+ 6.0
2100	— 9.7	— 6.0	— 4.3	+ 3.7	+ 5.4
2200	— 9.2	— 6.3	— 4.5	+ 2.9	+ 4.7
2300	— 9.0	— 6.8	— 4.6	+ 2.2	+ 4.4
2400	— 9.0	— 7.4	— 5.0	+ 1.6	+ 4.0
2500	— 9.1	— 8.2	— 5.5	+ 0.9	+ 3.6
2600	— 9.6	— 8.8	— 6.1	+ 0.8	+ 3.5
2700	— 10.2	— 9.6	— 6.7	+ 0.6	+ 3.5
2800	— 10.6	— 10.3	— 7.3	+ 0.3	+ 3.3
2900	— 11.1	— 11.0	— 7.9	+ 0.1	+ 3.2
3000	— 11.6	— 11.7	— 8.3	— 0.1	+ 3.3

Digitized by Google

Die durch Druck hervorgehobenen Zahlen lassen folgende Schlüsse deutlich erkennen:

1. Bei der durch Ausstrahlung im winterlichen barometrischen Maximum fortschreitenden Abkühlung der erdnahen Schichten der Atmosphäre treten die größten negativen Änderungen an der Erdoberfläche auf.

2. Die in der bekannten Weise durch dynamische Erwärmung der absteigenden Luftmassen erfolgende Temperaturumkehr tritt zuerst in größeren Höhen auf und dringt von da in stets steigender Intensität nach abwärts vor.

3. Durch die Ausbildung der Temperaturumkehr in größeren Höhen liegt naturgemäß zwischen der Erde und dieser Temperaturumkehr ein Punkt niedrigster Temperatur; auch dieser Punkt rückt bei andauernd gleichbleibender Wetterlage gegen die Erde hinab; sein Absteigen endet mit dem Aufliegen auf der Erde, d. h wenn die Temperaturumkehr sofort an der Erde beginnt.

Verbindet man in dem Isothermendiagramm die kältesten Punkte der unteren Schichten der Atmosphäre und ebenso die wärmsten, dann erhält man zwei absteigende Kurven, welche schließlich dem Erdboden parallel verlaufen. Sollte die gleiche Wetterlage noch länger andauern, dann kann von diesem Moment an die Luft an der Erde nicht mehr kälter werden, kann die Temperaturumkehr keine weitere Steigerung erfahren. Es ist der stationäre Zustand erreicht.

Die niedrigste nunmehr erreichte Temperatur wird in gewissem Sinne eine Konstante darstellen, wie sie für jeden Ort und jede Jahreszeit charakteristisch sein muß. Ich habe, um diesen Schluß zu prüfen, für die Jahre 1883 bis 1908 die niedrigsten Januartemperaturen von München-Harlaching bzw. München-Sternwarte zusammengestellt und folgende Verteilung erhalten.

Tabelle II.

Über -7^0	-7.0 bis -11.9^0	-12.0 bis -16.9^0	-17.0 bis -21.9^0	-22.0 bis -26.9^0
Anzahl 1	5	5	10	5

In den Bereich der größten Häufigkeit fällt in der Tat auch das Temperaturminimum -20.0^0 vom 4. Januar, von dem ich auf Grund des Isothermenbildes behaupten konnte, daß es auch bei gleichbleibender Wetterlage nicht mehr weiter sinken konnte.

Die in Punkt 2 oben dargelegte Erscheinung wurde von Herrn Direktor Erk schon im Jahre 1891 auf Grund der Thermoisoplethen erkannt, wenn demselben auch naturgemäß in vertikaler Beziehung keine so lückenlosen Beobachtungen zu Gebote standen, wie sie der Aufstieg eines Registrierinstrumentes liefert. Ich führe seine in der „Übersicht über die Witterungsverhältnisse im Königreich Bayern während des Dezembers 1891" enthaltenen diesbezüglichen Darlegungen an: „... Gleichzeitig sieht man aber auch aus diesem Diagramme, daß die Intensität der Temperaturumkehr, d. h. der Betrag, um welchen es oben wärmer ist als unten, in der Nacht viel bedeutender ist als untertags, was also die Temperaturumkehr als eine Kompressionswirkung des absteigenden Luftstromes im barometrischen Maximum erscheinen läßt und nicht als eine Wirkung der Insolation. Im Gegenteil hemmt die Insolation durch die Erwärmung und Auflockerung der Luft die Intensität des absteigenden Luftstromes, so daß die Temperaturumkehr untertags weniger intensiv auftritt. Diese Temperaturumkehr war in größerer Höhe bereits früher eingeleitet und senkte sich gewissermaßen mit zunehmender Intensität allmählich weiter herab. Noch schärfer tritt dies hervor, wenn man in ähnlicher Weise die vertikale Verteilung der relativen Feuchtigkeit zur Darstellung bringt. Das zu warme Gebiet ist gleichzeitig auch zu trocken."

Von Interesse war mir die Zusammenstellung der Temperaturen der Hochstationen im Vergleich mit den Temperaturen der freien Atmosphäre (fr. A.) in gleicher Höhe. Für Hohenpeissenberg (H. P.), Hirschberg (H.) und Wendelstein (W.) sind die 7^a-Ablesungen, für die Zugspitze (Z.) die synchronen Beobachtungen eingesetzt.

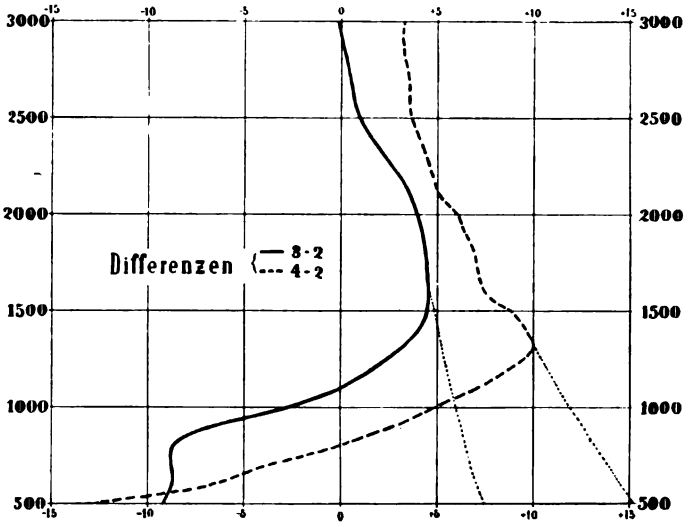
Tabelle III.

	H. P.	fr. A.	H.	fr. A.	W.	fr. A.	Z.	fr. A.
2. Januar . . .	-9.4^0	-9.2^0	-12.4^0	-10.1^0	-12.2^0	-9.5^0	-12.7^0	-11.6^0
3. Januar . . .	-18.0	-12.0	-9.8	-5.8	-9.8	-5.0	-13.3	-11.7
4. Januar . . .	-9.1	-4.5	-7.6	-1.3	-7.6	-2.4	-14.0	-8.3

Digitized by Google

Wir sehen aus der vorstehenden Tabelle, wie ich das bei der Bearbeitung der Fahrten des Jahres 1906 und 1907 (R. 1906 und 1907) betont habe, daß die Temperaturen der Hochstationen meistens tiefer liegen als die der freien Atmosphäre in gleicher Höhe. Im vorliegenden Falle haben wir teilweise recht große Differenzen in dem angegebenen Sinne. Wenn wir die Ursache der Abkühlung der Erdoberfläche auf die Hochstationen übertragen, erscheint uns dieses Verhalten wohl verständlich. Die Ausstrahlung an den Massen der Gebirgsstöcke muß der umgebenden Luft eine niedrigere Temperatur mitteilen, als sie die freie Atmosphäre in gleicher Höhe besitzen wird. Das Niedersinken der kalten Luft, welches in der freien Atmosphäre ohne Schwierigkeit erfolgt, ist im Gebirge durch das Terrain gehindert.

Fig. 2.



Die quantitativ außerordentlich bedeutende Abkühlung der bodennahen Schichten und die Erwärmung der höheren Lagen wird durch die Zusammenstellung der mittleren Jahrestemperaturen, wie ich sie den R. 1907 auf S. 48 entnommen habe, mit den an diesen Tagen in gleichen Höhen beobachteten Temperaturen zum Ausdruck gebracht.

Tabelle IV.

Höhe	Mitteltemp.	2. Januar	3. Januar	4. Januar
520 m	8.4	— 6.8	— 15.2	— 16.1
1000	7.1	— 9.2	— 11.4	— 4.5
1500	4.5	— 10.0	— 6.1	— 1.3
2000	1.8	— 9.8	— 5.8	— 3.8
2500	— 1.0	— 9.2	— 8.2	— 5.5
3000	— 3.8	— 11.6	— 11.7	— 8.3

Die entsprechenden Differenzen der Temperaturen der einzelnen Tage gegen die Mitteltemperaturen der gleichen Höhenschicht ergeben sich aus Tabelle V.

Tabelle V.

Höhe	2. Januar	3. Januar	4. Januar
520 m	15.2	23.6	24.5
1000	16.3	28.5	11.6
1500	14.5	10.6	5.8
2000	11.6	7.6	5.6
2500	8.2	7.2	4.5
3000	7.8	7.9	4.5

Wir erkennen daraus das von Hann und anderen abgeleitete Ergebnis, daß nur die untersten, 500 m hoch reichenden Schichten der Atmosphäre in einem winterlichen barometrischen Maximum abnorm abgekühlt werden, während sich die Temperaturen der höheren darüber lagernden Schichten sehr stark dem Jahresmittel nähern.

In der beigegebenen Fig. 2 sind die der Tabelle I entnommenen Differenzen der Temperaturen gleicher Höhe vom 3. zum 2. bzw. vom 4. zum 2. Januar zur Darstellung gebracht. Wenn wir uns, wie das in den punktierten Kurven geschehen ist, die Erwärmungs-

Digitized by Google

kurven ungefähr fortgesetzt denken, können wir uns eine Vorstellung von der enormen Abkühlung der Luft an der Erde machen. Dort, wo die Kurven die Abszissenachse schneiden, finden wir die Temperaturen, die wir haben müßten, falls nur die dynamische Erwärmung der auf uns herabsinkenden Luft in Betracht käme. Die Differenzen gegen die entsprechenden (negativen) Temperaturen sind der Abkühlung zuzuschreiben, welche an der Erdoberfläche statthat.

Die maximale Abkühlung an der Erde mit 12.4° hält der maximalen Erwärmung um 10.0° in 1300 m Höhe ziemlich das Gleichgewicht. Man könnte sagen, daß man das schon rein logisch folgern könnte, da wir in einer bestimmten Höhe — etwa 10 km — eine Schicht annehmen müssen, welche durch die unter derselben verlaufenden Vorgänge nicht mehr beeinflußt wird. Damit aber dann keine Sprungstelle in der thermischen Verteilung besteht, muß notwendigerweise die Abkühlung an der Erde durch eine zwischen der Erde und jener Schicht liegende Erwärmung kompensiert werden.

Die große Temperatursteigerung z. B. in 1300 m Seehöhe, wo sie 10° betrug, gibt uns, da sie ja nur durch adiabatische Erwärmung zustande kommt, eine Vorstellung davon, aus welch großen Höhen die Luft herabgesunken sein muß. Um die wirkliche Höhe ungefähr zu erhalten, müssen wir die Anzahl der Grade noch um ihren halben Betrag vergrößern, falls wir als normales Temperaturgefälle rund 0.5 annehmen.

München, königl. bayer. meteorologische Zentralstation, April 1908.

Ein Rückschritt beim meteorologischen Dienst in Rumänien. Während in neuerer Zeit überall die größeren meteorologischen Observatorien von den astronomischen getrennt worden sind und der Fortschritt der Meteorologie zum Teil auf diesen Umstand zurückzuführen ist, hat man in Rumänien nun den umgekehrten Weg eingeschlagen. Das Abgeordnetenhaus von Rumänien nahm eine Entscheidung von wissenschaftlich recht bedauernswertem Charakter an. Man weiß, daß in Bukarest ein meteorologisches Institut existiert, welches unter der Oberleitung seines hochverdienten Gründers, des Herrn Hepites, seit 40 Jahren einen allgemeinen wissenschaftlichen Ruf genießt. Dieses Institut, welches bereits so viele wissenschaftliche Leistungen aufzuweisen hat, scheint durch eine ganz unerwartete Entschließung unterdrückt zu werden, und sein Gründer und Direktor hat sich vom wissenschaftlichen Leben zurückgezogen. Das meteorologische Institut wird durch eine meteorologische Abteilung ersetzt werden, die einem astronomischen Observatorium, dessen Gründung zwar beschlossen, von dem jedoch noch kein Teil existiert, zugeteilt ist. Während man in den Ländern hoher Kultur die Trennung meteorologischer und astronomischer Studien überall angenommen und durchgeführt hat, scheint Rumänien den umgekehrten Weg gehen zu wollen. Das sind Ereignisse, die von jedem Gesichtspunkte aus sehr zu bedauern sind.

E. van Everdingen: „Über die Beziehung zwischen der Sterblichkeit der Kinder und den hohen Temperaturen". In der Sitzung vom 26. Oktober 1907 der Königl. Akad. d. Wiss. in Amsterdam legte Dr. E. van Everdingen eine interessante Abhandlung über die Beziehung zwischen der Sterblichkeit der Kinder und den hohen Temperaturen vor. Es wurde bereits vorher in einer Abhandlung, die vom Statistischen Bureau in Amsterdam veröffentlicht wurde, hervorgehoben, daß ein ausgesprochenes Maximum der Sterblichkeit der Kinder unter einem Jahre in den Sommermonaten existiert, aber nichtsdestoweniger führte die Untersuchung zur Auffindung einer Beziehung zwischen diesem Maximum an verschiedenen Orten und den mittleren Monatstemperaturen zu einem negativen Resultate, obschon es trotzdem noch immer wahrscheinlich ist, daß die Sterblichkeit mit dem Auf- und Abschwanken der Temperatur im innigen Zusammenhang steht.

Dieser Idee folgend, stellte Dr. E. van Everdingen die meteorologischen Werte für mannigfache Orte in einigen verschiedenen Arten zusammen und in einer von diesen wurden alle jene Tage aus den Beobachtungen herausgehoben, in denen die Temperatur 25° C überstieg, wobei als Intervall die Zeit von der Mitte des einen Monats bis zur Mitte des nächsten genommen wurde. In dieser Art der Zusammenstellung war die Übereinstimmung zwischen den Abweichungen von der mittleren Sterblichkeit und der Zahl der heißen Tage so zufriedenstellend, daß fast kein Zweifel mehr besteht, daß die hohen Temperaturen als die Ursache der Sterblichkeitszunahme anzusehen sind. Der Verfasser spricht die Hoffnung

Digitized by Google

aus, daß mit Hilfe anderer Temperaturgrenzen und möglicherweise auch mit Hilfe anderer Gruppierungsmethoden der Beobachtungen, eine noch direktere Beziehung in diesem Phänomen, das für die Medizin von höchster Wichtigkeit ist, aufgedeckt werden kann.

Der Regenfall auf den Philippinen [1]). In einer jüngst erschienene Publikation des Weather Bureau der Philippinen wird von P. M. Saderra Masò, S. J., der Regenfall auf den philippinischen Inseln ausführlich behandelt. Regenmessungen wurden in rund 60 Stationen, die durchweg Inselstationen waren, ausgeführt. Die Beobachtungsreihen zeigen manche größere Lücken. Auf dem größten Teile des Archipels tritt das Maximum des Regenfalls im Sommer und im Herbst auf; Juni bis Oktober ist die eigentliche Regenzeit. Von November bis Februar fällt ausgiebiger Regen bloß an den Ost- und Nordküsten. März bis Mai sind die trockensten Monate. Im Frühling und Herbst ist der Regen zyklonischen Ursprunges; der Winterregen tritt mit dem Nordostmonsun ein. Im ganzen sind den einzelnen Regenzeiten nach drei Zonen zu unterscheiden. 1. Eine Zone von tatsächlich scharf getrennten Regen- und Trockenzeiten. Die jährliche Regenmenge beträgt 1500 — 2000 mm und darüber. 2. Eine Zone mit einer langen Regenzeit (Sommer, Herbst und Winter) und einer kurzen Trockenzeit. Die jährliche Regenmenge erreicht an manchen Orten über 3000 mm und sinkt in höheren Lagen bis etwas unter 2000 mm herab. 3. Eine Zone mit einer mehr oder weniger gleichförmigen Verteilung des Regens über das ganze Jahr. In einigen Küstenstationen beträgt die Jahresmenge über 3000 mm; sonst schwankt sie zwischen 2000 und 3000 mm; an manchen Orten sinkt sie etwas unter 2000 mm herab. Die monatlichen Regenmengen aller Stationen sind in Tabellen mitgeteilt, es fehlt jedoch eine Regenkarte für die Inselgruppe.

Sir John Eliot [2]) **über die Winde in Nordindien.** Das komplizierte Phänomen der atmosphärischen Bewegungen an einem Orte unserer Erde kann nach drei verschiedenen Gesichtspunkten betrachtet werden. Wir können es untersuchen in bezug auf die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und in bezug auf die anderen geschlossenen Windsysteme, welche auf unserer ungleich erwärmten, rotierenden Erde herrschen und welche die jährliche Periode der Temperaturänderungen in sich schließen; zweitens können wir auch die Winde an einem Orte in ihrer dynamischen Beziehung zu der gleichzeitigen Verteilung der verschiedenen anderen meteorologischen Elemente in ihrer Umgebung betrachten und hier speziell den Einfluß der Luftdruck- und Temperaturverteilung studieren; drittens können wir die Windaufzeichnungen auch derart ordnen, daß sie uns, mit den anderen zu verschiedenen Jahreszeiten gewonnenen Ergebnissen meteorologischer Beobachtungen verglichen, einen Überblick geben über die klimatischen Bedingungen eines Ortes und so uns ermöglichen, die gewonnenen Ergebnisse zum Studium der Wettervorhersage zu benutzen. Eine scharfe Trennung dieser drei Gesichtspunkte ist jedoch im weiteren Fortschreiten der Untersuchung der Windaufzeichnungen einer Station nicht leicht durchzuführen und bald wird man sich bewußt werden, daß namentlich die ersten zwei Gesichtspunkte ineinander übergehen und sich gegenseitig bedingen.

In den uns vorliegenden Abhandlungen hat J. Eliot von diesen drei Gesichtspunkten aus eine umfassende Verarbeitung der Anemometeraufzeichnungen zu Allahabad und Lucknow, die in den Zeitperioden 1890 bis 1904 bzw. 1878 bis 1892 gewonnen worden sind, geliefert. Die beiden Stationen, Allahabad und Lucknow, liegen in der großen Ebene des Gangesflusses und zwar Allahabad rund 90 m über dem Meeresspiegel am Zusammenfluß des Ganges und der Jumna; die Ebene, welche von diesen Flüssen durchflossen wird, bildet einen Teil jener großen ausgedehnten zentralindischen Ebene, welche 1300 Meilen lang und 200 Meilen breit ist. Im N ist sie begrenzt vom Himalayagebirge, welches gerade hier die Richtung von NW nach W ändert und vom Punjabgebirge in das Assamgebirge übergeht. Im S zieht in einer Entfernung von etwa 150 Meilen eine niedere Kette von

[1]) Aus Science, November 1907, S. 761.

[2]) Memoirs of the indian meteor. department, being occasional discussions and compilations of meteorological data relating of Indian and neighbouring Countries. Vol. XVIII, part. 3, V. A Discussion of the anemographic observations recorded at Allahabad from september 1890 to august 1904. VI. A Discussion of the anemographic observations recorded at Luckow from june 1878 to october 1892.

Digitized by Google

Hügeln von Bombay in der Richtung ENE quer über das Plateau von Zentralindien; von Allahabad steigt der Boden allmählich zu diesem Plateau auf. Während so Allahabad am Rande dieses sehr flachen Talbeckens im SE liegt, nimmt die Station Lucknow gerade die Mitte der Ebene des Ganges ein und befindet sich auf halbem Wege zwischen dem Hügellande der äußeren Himalayakette und den südlichen Begrenzungen der Ebene. Lucknow liegt so rund 110 Meilen nordwestlich von Allahabad, 550 Meilen vom Meere und 100 Meilen vom Himalayagebirge entfernt.

Die Aufstellung des Anemometers war zu Allahabad ausgezeichnet, die zu Lucknow jedoch nicht so gut, und am letzteren Orte wurde das Instrument während der letzten Jahre nicht in wirklich tadellos funktionierendem Zustande gehalten. Das ist auch wahrscheinlich der Grund, daß die Aufzeichnungen von Lucknow einen beträchtlich schwächeren Wind zeigen als zu Allahabad.

Der Diskussion der Resultate schickt Eliot einen kurzen Bericht über die gleichzeitige Luftdruck- und Temperaturverteilung zu Lahore und Allahabad voraus. Die hierbei angewandte Methode ist sehr lehrreich und anregend und die gewonnenen Ergebnisse liefern das Material zum Studium der Windaufzeichnungen von Lucknow und Allahabad nach dem früher dargestellten zweiten Gesichtspunkte.

Zum Zwecke der Diskussion teilt Eliot das Jahr in zwei Perioden: die trockene Jahreszeit erstreckt sich von Mitte Oktober bis Mitte Juni, und auf die nasse Jahreszeit entfallen die übrigbleibenden vier Monate. Die Trockenperiode wurde weiter geteilt in eine trockene kühle Jahreszeit von November bis Februar und in eine trockene heiße Jahreszeit von März bis Mai.

Die Luftdruckgradienten Allahabad—Lahore geben uns wegen der Lage dieser Stationen fast genau die tatsächlichen Gradienten, die in der Ebene des Gangesflusses auftreten, und sind wichtig zur Beleuchtung der Ursachen der täglichen Variation der Windstärke in dieser Ebene. Im allgemeinen sind die Differenzen Allahabad—Lahore sowohl in den Luftdruck- wie in den Temperaturwerten sehr gering. Fast alle Monate zeigen einen täglichen Gang mit zwei Maxima und zwei Minima, die sich in Luftdruck und Temperatur gegenseitig entsprechen.

Im Monat August ist bloß ein Maximum und ein Minimum vorhanden, während die sekundären Extreme unterdrückt sind. Im folgenden sind diese Differenzen für die Monate Januar und August mitgeteilt. Januar ist der charakteristische Monat für die trockene Periode, August für die nasse.

Allahabad—Lahore.

Januar.

	2^a	4^a	6^a	8^a	10^a	Mittag	2^p	4^p	6^p	8^p	10^p	Mittn.
Temperatur °C . .	2.50	2.17	2.22	3.56	4.61	4.22	3.83	2.83	1.28	2.44	2.83	2.67
Luftdruck in mm .	−1.34	−1.25	−0.86	−0.27	−0.33	−0.91	−1.25	−1.11	−0.82	−0.79	−0.97	−1.19

August.

Temperatur °C . .	−1.89	−1.56	−1.11	−1.17	−1.67	−2.56	−3.39	−3.83	−3.94	−3.33	−2.44	−1.94
Luftdruck in mm .	0.79	0.74	0.69	0.69	0.63	0.56	0.27	0.38	0.91	1.45	1.41	1.20

Um die Resultate der Windaufzeichnungen zu diskutieren, legte Eliot dieselben in Tabellenform an und zeichnete für die wichtigeren Elemente derselben Diagramme. Eine große Anzahl sorgfältig entworfener Tabellen, sowie die dazu gehörigen Diagramme finden wir am Schluß der Abhandlungen im Anhange mitgeteilt. Sie geben für jeden Monat und jedes Stundenintervall des Tages erstens die mittlere Luftbewegung und ihre Richtung, zweitens die Häufigkeitszahlen für jede Windrichtung, drittens die Windgeschwindigkeiten in englischen Meilen pro Stunde, endlich viertens die mittleren Koordinaten der täglichen Variation der Intensität und der Richtung.

Folgende Tabellen geben uns einen Überblick über die Verteilung der Winde zu Allahabad und Lucknow in jedem Monat und für jede Richtung des Oktanten.

Die Windrosen für die Periode November bis April zeigen, daß die vorherrschenden Winde für beide Stationen übereinstimmend von W und NW wehen und daß Winde von anderen Richtungen verhältnismäßig sehr selten und nur zufällig auftreten. Das Überblicken der Tabellen und Diagramme weist sofort darauf hin, daß in beiden Stationen die kalte trockene Jahreszeit die größte Prozentzahl der Kalmen und die kleinste der Luftbewegung

Digitized by Google

Lucknow.

Jahreszeit	Monat	Windweg in Prozenten des Gesamtweges jeden Monats N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Monatl. Prozentzahl der Winde
trockene	Oktober	26.0	9.2	6.5	1.9	1.2	6.2	18.1	30.9	5.3
	November	30.3	8.2	1.9	1.7	0.9	5.5	21.3	30.2	3.9
	Dezember	22.5	7.7	3.3	2.1	1.8	13.2	27.6	21.8	4.8
	Januar	19.0	7.3	6.9	3.6	2.8	10.6	25.5	24.3	6.3
	Februar	22.4	7.3	4.1	2.6	1.9	8.4	25.7	27.6	8.4
	März	16.3	5.9	3.3	4.1	3.5	11.6	30.8	24.5	11.6
	April	16.8	9.1	4.2	2.0	3.9	10.8	26.0	27.2	12.1
	Mai	12.6	10.2	15.7	6.0	4.1	9.0	22.2	20.2	11.1
nasse	Juni	13.9	14.0	20.3	7.2	5.5	9.4	14.6	15.1	11.2
	Juli	16.5	14.4	22.0	9.7	7.3	11.2	9.7	9.2	9.9
	August	18.3	13.0	19.5	7.8	7.5	11.1	10.6	12.2	7.5
	September	17.4	15.8	16.6	6.3	3.0	7.3	15.6	18.0	7.9
	Jahr	18.0	10.4	11.2	4.9	4.0	9.8	20.7	21.0	100

Allahabad.

Jahreszeit	Monat	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	
trockene	Oktober	13.9	14.7	13.0	6.5	3.5	7.8	21.6	19.0	5.7
	November	15.2	11.0	10.6	6.4	2.7	5.1	25.7	23.4	4.3
	Dezember	10.4	8.9	7.5	4.2	3.4	7.4	34.0	24.2	5.6
	Januar	8.8	11.8	15.0	3.9	2.2	8.2	32.2	17.9	6.9
	Februar	7.2	10.4	11.8	6.4	2.8	8.0	33.0	20.4	7.2
	März	10.4	13.6	6.7	3.3	2.3	6.4	34.6	22.8	9.4
	April	12.7	14.4	6.9	4.6	5.3	7.9	28.0	20.2	9.1
	Mai	15.0	16.2	16.5	8.2	5.0	4.6	16.4	18.2	10.8
nasse	Juni	9.1	18.2	21.5	9.1	7.1	9.3	14.6	11.1	11.8
	Juli	7.6	12.8	16.5	7.5	11.7	14.2	18.5	11.2	10.8
	August	8.4	16.3	18.3	7.8	5.8	12.0	20.7	10.7	10.1
	September	10.9	17.5	17.5	8.9	4.6	11.4	18.7	10.5	8.3
	Jahr	10.6	14.3	14.2	6.6	5.2	8.8	23.8	16.5	100

Häufigkeit der einzelnen Windrichtungen und Kalmen in Prozenten.

Allahabad.

Jahreszeit	Monat	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
trockene	Oktober	13.5	12.7	9.5	5.0	3.3	7.0	15.5	16.8	16.7
	November	14.6	10.7	9.7	5.9	3.3	4.2	16.8	19.5	15.3
	Dezember	11.8	8.1	7.9	5.1	3.9	5.4	23.0	21.3	13.5
	Januar	9.2	11.7	14.3	4.4	3.0	7.2	24.6	16.7	8.9
	Februar	9.5	10.2	11.4	7.2	3.7	7.2	25.3	20.5	5.0
	März	10.6	12.5	7.8	4.5	3.7	7.1	27.3	22.4	4.1
	April	13.1	13.1	8.0	5.1	6.2	8.5	23.1	20.1	2.8
	Mai	15.6	15.1	16.6	9.1	5.4	5.3	13.9	16.9	2.1
nasse	Juni	9.9	15.7	20.8	10.3	7.5	9.3	12.7	10.3	2.5
	Juli	8.6	11.8	14.8	7.8	11.0	14.0	16.8	11.6	3.6
	August	8.6	13.2	15.8	9.3	7.3	11.2	18.1	11.1	5.4
	September	10.1	13.2	15.0	8.5	6.1	11.5	15.8	11.0	8.8

Lucknow.

Jahreszeit	Monat	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	
trockene	Oktober	21.2	7.3	5.1	1.7	1.0	3.3	11.0	20.7	28.7
	November	21.0	6.3	1.7	1.4	0.8	2.9	11.4	18.7	35.8
	Dezember	17.9	6.1	2.7	1.4	1.0	7.1	16.4	15.5	31.9
	Januar	15.8	5.7	4.6	2.6	2.0	6.6	15.5	17.5	29.7
	Februar	17.3	6.8	4.0	2.6	1.9	5.9	18.4	21.1	22.0
	März	15.0	7.3	3.4	4.3	3.7	9.4	23.3	20.7	12.9
	April	13.9	8.7	4.9	2.6	4.0	9.3	21.2	24.3	11.1
	Mai	12.2	9.7	14.1	5.6	3.9	7.7	18.2	17.9	10.7
nasse	Juni	14.1	14.4	19.0	7.8	5.4	7.5	11.2	12.7	7.9
	Juli	16.4	12.4	18.0	9.2	6.5	8.3	8.4	9.0	11.8
	August	15.3	11.8	17.7	7.2	6.2	8.4	7.6	10.0	15.8
	September	16.3	12.9	12.4	5.4	2.8	5.3	11.2	15.0	18.7

besitzt. Die letztere ist jedenfalls ruhiger als zu jeder anderen Jahreszeit. Die mittlere Richtung der Winde berechnet sich für Allahabad in der Periode Oktober bis April zu N 41° W und für Lucknow zu N 42° W, ist somit hinreichend identisch für beide Stationen.

Ähnlich ergibt sich für die mittlere Richtung der Luftbewegung für Allahabad N 49° W, für Lucknow N 48° W. Diese mittleren Richtungen weichen von den einzelnen für die verschiedenen Monate berechneten nur sehr wenig ab; in beiden Stationen sind die Winde von Oktober bis Dezember mehr westlich und weniger westlich im April und Mai, indem sie so die tatsächliche reelle Änderung der Luftbewegungsrichtung von der Gangesebene herab anzeigen.

Digitized by Google

Die Winde der SW-Monsunzeit oder der nassen Jahreszeit sind bemerkenswert wegen ihrer größeren Veränderlichkeit in bezug auf ihre Richtung. Folgende kleine Tabelle zeigt, wie beträchtlich in den Zentraldistrikten der Gangesebene zur Zeit der nassen Periode die Windrichtungen in den einzelnen Orten voneinander abweichen.

Mittlere Windrichtung.

Station	Juli	August	September
Gaya	S 79° E	S 66° E	S 2° E
Hazaribagh	S 6 E	S 9 W	S 46 E
Benares	S 1 W	S 49 E	S 70 E
Gorakhpur	S 69 E	S 62 E	S 70 E
Lucknow	N 66 E	N 63 E	N 1 W
Allahabad	N 75 E	N 6 E	N 15 W
Sutna	N 78 W	N 75 W	N 51 W

Sie zeigt, daß während dieser Zeit in der Gangesebene eine unregelmäßige zyklonische Bewegung vorherrscht, wobei die Winde von Allahabad und Lucknow besonders stark beeinflußt werden.

Der Vergleich der Luftbewegung an beiden Stationen untereinander und mit anderen Stationen in der Gangesebene führt zum Schluß, daß die Luftbewegung zu Lucknow und Allahabad ein Teil der allgemeinen horizontalen Bewegung der Luft in den unteren Schichten der Atmosphäre über den Zentraldistrikten der Gangesebene ist, wobei die Intensitätsänderungen derselben in den einzelnen Fällen auf allgemeine Störungen und nicht auf bloß lokale Einflüsse zurückzuführen sind.

In Lucknow wie in Allahabad zeigt die tägliche Periode der Luftbewegung zwei besonders charakteristische Typen: eine Type entspricht der trockenen Jahreszeit, also einer Zeit, in welcher die mittlere Richtung der Winde NW ist, und eine Type entspricht wieder der nassen Jahreszeit, in welcher die Luftbewegung südöstlicher und sehr variabler Richtung ist. Folgende Tabelle gibt uns eine Übersicht über diesen täglichen Gang der Luftbewegung.

Täglicher Gang der Windgeschwindigkeit (m/sec).

Jahreszeit	Monat	Allahabad. Mittlere	Max.	Min.	Amplit.	Lucknow. Mittlere	Max.	Min.	Amplit.
trockene	Oktober . . .	2.19	3.70	1.38	2.32	0.98	1.92	0.58	1.34
	November . .	1.83	3.26	1.03	2.23	0.80	1.74	0.49	1.25
	Dezember . .	2.10	3.79	1.29	2.50	0.98	1.96	0.62	1.34
	Januar . . .	2.63	4.47	1.87	2.60	1.16	2.27	0.80	1.47
	Februar . . .	3.00	5.14	2.14	3.00	1.69	3.08	1.11	1.97
	März	3.58	6.62	2.23	4.39	2.10	3.88	1.25	2.63
	April	3.70	6.49	2.41	4.08	2.27	3.97	1.38	2.59
	Mai	4.19	6.30	2.81	3.49	2.10	3.21	1.29	1.92
nasse	Juni	4.55	6.07	3.39	2.68	2.23	3.17	1.56	1.61
	Juli	4.02	5.54	2.94	2.60	1.93	2.81	1.29	1.52
	August . . .	3.70	5.10	2.68	2.42	1.52	2.36	0.94	1.42
	September . .	3.30	4.78	2.41	2.37	1.47	2.36	0.94	1.42

Die tägliche Periode der Intensität ist ähnlich an beiden Orten; in der Nacht ist die Änderung sehr gering und vielfach sehr unregelmäßig, während die Tagesperiode sehr gut ausgesprochen ist. Das Maximum wird gegen 3 Uhr nachmittags erreicht, wo die Durchschnittsgeschwindigkeit mehr als das Doppelte der Geschwindigkeit in den Frühstunden beträgt. Die Änderungen in der Richtung der Winde im Laufe des Tages sind an beiden Orten sehr verschieden. Der Wind dreht sich gewöhnlich während des Tages zu Allahabad mit der Sonne und kehrt in der Nachtzeit wieder zurück. Zu Lucknow dagegen dreht sich der Wind von 11 Uhr vorm. bis 3 Uhr nachm. gegen den Gang der Sonne und kehrt dann im übrigen Teil des Tages mit leichten und sehr unregelmäßigen Bewegungen in der Nachtzeit wieder zurück. Zu Lucknow sind außerdem die täglichen Änderungen viel geringer und nicht so markant wie zu Allahabad.

Die Winde während der nassen Jahreszeit sind, wie wir bereits auch aus den früheren Tabellen ersehen haben, in bezug auf ihre Richtung viel veränderlicher als zur Trockenzeit. Die tatsächliche Amplitude der täglichen Intensitätsvariation ist beträchtlich geringer als in der Trockenzeit, da die Winde weniger schwach während der Nacht und von bloß mittlerer Intensität während der Tageszeit sind. Zu Allahabad ist die mittlere Richtung

Digitized by Google

der Luftbewegung im Juli WSW, jedoch während der frühen Morgenstunden ist sie fast S und um 4 Uhr nachm. schwankt sie zwischen NW und N; zu Lucknow dagegen ist die mittlere Richtung NE, die Änderungen sind wieder weniger ausgedrückt, jedoch ist hier eine sehr bemerkenswerte Änderung zwischen 10 und 11 Uhr vormittags von ENE nach NNE zu erwähnen.

Eine allgemeine Untersuchung der Luftdruck- und Temperaturgradienten und der täglichen Variation der Windstärke zu Lucknow und Allahabad führte zum Schluß, daß keine direkte auffallende Beziehung zwischen den Luftdruckgradienten und der täglichen Variation der Luftbewegung vorhanden ist. Weder die Temperatur noch die Luftdruckgradienten zeigen einen den Änderungen der Luftbewegung ähnlichen Gang und weisen auf keine einfache und bestimmte Beziehung zwischen beiden hin. Der nächtliche Gang der Luftdruckdifferenzen zeigt sicher keinen Zusammenhang mit den Änderungen der Luftbewegung in der Nachtzeit auf; dagegen aber scheint eine versteckte Beziehung dieser beiden Elemente bei Tag zu herrschen. Der ähnliche Gang beider Elemente scheint darauf hinzuweisen, daß bei Tag zur Zeit der konvektiven Bewegungen eine engere Beziehung besteht. Die Amplitudenänderungen bei Tag hängen von der Jahreszeit sowohl in Allahabad wie in Lucknow ab; sie hängen somit ab von der Intensität der konvektiven Bewegungen, welche von der ungleichen Erwärmung des Erdbodens und der darüber lagernden Luftschichten verursacht sind.

Zur besseren Darstellung der täglichen Periode der Windrichtung und -stärke berechnete Eliot noch für alle Stunden eines mittleren Tages eines jeden Monats die N- und die E-Komponente der Luftbewegung. Für jeden Monat wurden diese täglichen Perioden in Vektordiagrammen dargestellt; sie ergeben sich als länglich ovale Kurven, deren große Achse fast doppelt so lang ist als die kleine. Die große Achse fällt fast genau mit der allgemeinen mittleren Richtung der Luftbewegung zusammen. Die Kurven drängen einem die Ansicht auf, daß der dargestellte tägliche Gang durch den Einfluß zweier Wirkungen hervorgerufen wird; der eine Effekt besteht in einer Verstärkung bzw. Verminderung der mittleren Windintensität längs der Talachse während des Tages; der zweite dagegen erscheint dann als eine alternierende Wirkung transversal zur allgemeinen mittleren Luftbewegung. So würde die eine Komponente die Änderungen der Luftbewegung längs der Talachse angeben, während die dazu transversale Komponente die zur Talachse senkrechten Änderungen wiedergeben würde. Eliot berechnete auch diese zwei Komponenten und nannte sie in geeigneter Weise die axialen und transversalen Änderungen.

Die axiale tägliche Variation zeigt ähnliche Züge in der ganzen trockenen Jahreszeit. Während der Nachtzeit besitzt diese Komponente praktisch keine Änderungen; von 6 Uhr früh beginnt allmählich die Komponente zu steigen und erreicht gegen 4 Uhr nachmittags ihr Maximum, worauf eine rapide Abnahme erfolgt. Dieser tägliche Gang der axialen Komponente ist zu Allahabad und Lucknow fast identisch für die Trockenzeit; für die nasse Periode dagegen zeigen sich gewisse Unterschiede. Die vormittägige Zunahme ist, übereinstimmend an beiden Stationen, viel geringer als in der Trockenzeit. Zu Allahabad wird das Maximum um 11 Uhr vormittags erreicht, worauf eine langsame Abnahme erfolgt, in der Nachtzeit (gegen 2 Uhr früh) tritt noch ein sekundäres Maximum auf. Zu Lucknow währt die Zunahme langsam und unregelmäßig von Mitternacht bis Mittag, worauf eine ebensolche unregelmäßige Abnahme erfolgt.

Gegenüber der ausgesprochenen festen täglichen Variation der axialen Komponente zeigt die transversale einen mehr unsicheren, in beiden Stationen gänzlich verschiedenen Gang. Zu Allahabad nimmt die transversale Komponente in der Trockenzeit bis Mittag ab und erreicht ihr Maximum gegen 5 Uhr nachmittags. Zu Lucknow steigt sie rapid zu einem Maximum um 11 Uhr vormittags an, fällt dann aber ebenso rasch zu einem tiefsten Werte um 3 Uhr nachmittags ab, worauf die Änderungen gering und unregelmäßig sind. In der nassen Jahreszeit verhält sich der Gang der transversalen Komponente in beiden Stationen nahezu gleich; von Mitternacht, wo die Schwankungen unregelmäßig verlaufen, erfolgt in den Vormittagsstunden ein allmähliches Ansteigen zu einem Maximum in den ersten Nachmittagsstunden, worauf wieder der nächtliche Abfall beginnt. Der Unterschied im Gange der transversalen Luftbewegung scheint teilweise von der mehr zentralen Lage der Station Lucknow hervorgerufen zu sein, während zu Allahabad eventuell sich ein Einfluß des südlich gelegenen indischen Zentralplateaus hierin bemerkbar machen könnte.

Digitized by Google

Zum Schluß der Abhandlung gibt Eliot noch eine Übersicht über die zu Lucknow in der Zeitperiode 1879 bis 1892 aufgetretenen Stürme und stellt sie den meteorologischen Verhältnissen, die zu derselben Zeit über Indien herrschten, gegenüber. A. Defant.

Taifun bei den Karolineninseln [1]). Im Märzheft 1907 des Manila Weather Bureau gibt P. Algué einen Bericht über einen Taifun von außerordentlicher Intensität, welcher in jenem Monate die Karolineninseln heimsuchte. Der Sturm bildete sich wahrscheinlich im S von Ponape (einer östlichen Insel der Karolinen) während des 24. und 26. März und bewegte sich in der Richtung WNW gegen Wlea (einer westlichen Insel der Karolinen) zu. Hier kam er am Morgen des 29. März an; am Nachmittage des 30. erreichte er die Insel Mackenzie (10° NBr., 140° EL.), begann hier nach N und E umzubiegen und zog nördlich der Ladroneninseln (20° NBr., 145° EL.) am Abend des 3. April vorbei. In der Inselgruppe Wlea waren die vom Sturm verursachten Verwüstungen fast vollständig; ungeheure Wasserwogen führten Häuser und alles, was ihnen im Wege stand, fort und gegen 200 Personen kamen auf zwei der Inseln um. Um 7^a 30 des 29. März hatte das Barometer einen Stand von 725.9 mm, fiel bis 10^a rapid auf 691.9 mm herab; um 4^p stieg es wieder auf 739.1 mm hinauf. Der Wind blies mit Orkanstärke aus NNE und NE von 3 bis 10^a, drehte sich dann nach SE und SW und besaß noch Sturmstärke um 8^p, als er noch aus SSE wehte. Auf den Philippinen wurde von einem Einfluß des Sturmes nichts verspürt, und nur der Aufmerksamkeit des P. Lopinot, Beobachters auf Yap (westliche Karolinen) ist es zu verdanken, daß wir stündliche Beobachtungen während des Taifunvorüberganges an jenem Orte besitzen. So war das Manilaobservatorium in der Lage, rechtzeitig Sturmwarnungen für den Pazifischen Ozean zwischen China und Japan auszugeben, während das Zentrum des Zyklons noch ungefähr 1100 Meilen davon entfernt war.

Dem ausführlichen, sehr interessanten Bericht über diesen Wirbelsturm im Bulletin for March 1907 vom Direktor Rev. José Algué S. J. entnehmen wir, in Ergänzung des obigen kurzen Auszuges noch die folgenden Beobachtungen.

Meteorologische Beobachtungen an Bord des Schoners „Ponape" vor Anker zu Wlea, West-Karolinen.

Datum und Stunde	Barometer	Windrichtung	Windstärke
28. März, 6^p	755.7	NNE	8
8^p	755.9	„	8
9^p	755.1	„	8
10^p	754.4	„	8
11^p	753.4	„	8
Mittn.	752.1	„	8
29. März, 1^a	750.3	„	8
2^a	749.0	„	8
3^a	746.5	„	8
4^a	744.2	„	10—11
5^a	742.2	„	10—11
6^a	734.1	„	10—11
7^a	730.0	„	10—11
$7^1/_2{}^a$	725.9	„	11
Barometer fällt rapid von 8—10^h, Wind m. Taifunkraft			
10^a	691.9	NE	12
nach 10^a steigt das Barom., der Wind dreht von NE nach SE, S u. SW			
4^p	739,1	SW	12
8^p	—	SSE	12
11^p	—	SSE	9
Mittn.	—	„	8
30. März, 1^a	—	„	9
4^a	752.8	„	8
8^p	757.4	„	8
Mittn.	757.7	„	8

In Wlea wurde eine zentrale Kalme nicht beobachtet, wohl aber an anderen Stellen der Inselgruppe.

Dem Bericht ist eine Karte der Taifunbahn vom 26. März bis 4. April 1907 beigegeben. Die Bahn geht zuerst von 8° NBr. und 160° EL. nach NW bis über 10° NBr. und 140° EL., biegt zwischen 11° und 17° langsam um nach NE (Scheitel etwa 31. März, 5^p),

[1]) Aus Nature 77, 19. März 1908.

Digitized by Google

unter $12^1/_2{}^0$ NBr., 138° EL., geht dann nach dem 2. April sehr rasch nach NE (vom 31. März bis 1. April fast rein nördlich).

Eine sehr instruktive Beschreibung wird auch von Kapitän Kurtz gegeben von der Orkan-„Dünung" (cyclonic swell) und der Orkan-Sturmwelle (hurricane wave). Erstere erreicht enorme Entfernungen vom Sturmzentrum bis zu Orten, wo das Wetter ganz ungestört ist und gibt die besten Warnungen. Die eigentliche Sturmwelle, welche das Zentrum der Zyklone begleitet, war in der Inselgruppe von zerstörenden Wirkungen. Auf Raur und Paliau, Inseln der Wleagruppe, hörte man um 8ª des 29. März ein furchtbares Getöse und sah im E eine schwarze Wolke von ungeheurer Größe. Diese Wolke kam in der Mitte der Insel hernieder gleich einem ungeheuren Katarakt. Der Wasserstaub der Sturmwelle, von dem Orkan getragen, erschien den Einwohnern als eine ungeheure Wolke.

Untersuchungen über die Veränderlichkeit der jährlichen Niederschlagsperiode im Gebiete zwischen der Donau und nördlichen Adria. Unter diesem Titel legte Dr. Fr. v. Kerner der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien in der Sitzung vom 2. April 1908 eine Abhandlung vor, die in den Denkschriften derselben publiziert werden wird. Wir entnehmen dem „Akad. Anzeiger" den folgenden Auszug.

Auf Grund einer für die Stationen Salzburg, Gastein, Klagenfurt, Laibach, Görz, Triest, Pola und Lesina durchgeführten Bestimmung der auf Jahreszwölftel reduzierten relativen Monatsmengen des Niederschlages im Zeitraume 1869 bis 1904 wurden betreffs des Ineinandergreifens der kontinentalen und mediterranen Regenverteilung im Norden der Adria folgende Resultate gewonnen:

1. Die Breite der von beiden Regenregimen beherrschten Zone ist im Winter und Sommer am geringsten, in den Übergangsjahreszeiten am größten; sie erscheint ungefähr dem Quadrate der mittleren Veränderlichkeit der Regenmenge direkt und dem Unterschiede der relativen Regenmengen in den Randzonen der unbestrittenen Herrschaftsbereiche der beiden Regenregime verkehrt proportional.

2. Die zeitliche Veränderlichkeit (Oszillation) des nässesten Monates erreicht am Nordfuße der Alpen den kleinsten, am Südfuße der Alpen den größten Betrag, die Oszillation des trockensten Monates erreicht im Drautale den niedrigsten, in Südistrien den höchsten Wert. Die erstere ist südwärts von den Zentralalpen der Regenschwankung verkehrt proportional, bei der letzteren zeigt sich südwärts der Alpen eine Tendenz zu verkehrter Proportionalität zur Differenz des zweiten und ersten Minimums des Regenfalles.

3. Bei den primären Extremen ist die mittlere Eintrittszeit meist auch die häufigste, die sekundären Extreme haben mehrere Scheitelwerte der Häufigkeit, die tertiären Extreme treten in der für ein Nachbargebiet geltenden mittleren Eintrittszeit der primären Extreme am häufigsten auf. (Erscheinung des „Ausklingens" eines Regenregimes.)

4. Die Monate, in welchen häufiger die zweit- oder drittgrößte Niederschlagsmenge als das sekundäre oder tertiäre Maximum der Regenfallkurve eintritt, fallen ungefähr mit jenen zusammen, in welchen in der Mittelkurve des Regenfalles der pluviometrische Exzeß positiv ist.

5. Von den größten beobachteten relativen Regenmengen gehen jene der trockenen Monate am meisten, jene der nassen Monate am wenigsten über den Mittelwert hinaus; von den kleinsten beobachteten Mengen bleiben jene der trockenen Monate am meisten, jene der nassen Monate am wenigsten hinter dem Mittelwert zurück.

6. Die Wahrscheinlichkeit, daß der pluviometrische Koeffizient im durchschnittlich trockensten Monate < 1 bleibt, ist im Norden und Süden ungefähr gleich groß; die Wahrscheinlichkeit, daß dieser Koeffizient im durchschnittlich nässesten Monate > 1 wird, ist auf der Nordseite der Alpen größer als im Adriagebiete.

7. Die mittlere Abweichung der relativen Monatsmengen des Regenfalles ist überall im trockensten Monate am kleinsten, aber nur im Übergangsgebiete im nässesten Monate am größten. Auf der Nordseite der Alpen und im Adriagebiete erfährt das Maximum der mittleren Abweichung eine Spaltung in zwei Gipfel, welche an den Beginn und Abschluß der Regenzeit verlegt erscheinen. (Tendenz zu stets großem Niederschlage um die Mitte der Hauptregenzeit.)

8. Der Unterschied zwischen dem aperiodischen und periodischen Mittel nimmt beim Maximum des monatlichen Regenfalles gegen Süden stetig zu, beim Minimum und bei der Regenschwankung ist er im nördlichsten Adriagebiete am größten; die mittlere Abweichung

Digitized by Google

des aperiodischen Maximums und der aperiodischen Schwankung erreicht am Südrande des untersuchten Gebietes ihren höchsten Wert.

9. Die Veränderlichkeit der jährlichen Regenperiode nimmt vom Nordrande der Alpen bis Südistrien hin zu und dann weiter südwärts wieder ab. In Südistrien ist die mittlere Kombination der Hauptextreme des Regenfalles nicht mehr die häufigste. Bei den zeitlichen Kombinationen der ersten und zweiten Maxima und Minima fallen die Mittelwerte oft nicht mehr mit den Scheitelwerten zusammen.

10. Die Wahrscheinlichkeit des Weiterbestehens der normalen Eintrittszeit ist bei beiden Hauptextremen des Regenfalles zwischen jenen beiden Stationen am geringsten, zwischen welchen im Mittel ein zeitliches Umspringen des betreffenden Extremes erfolgt; häufig treten an zwei solchen Stationen die Hauptextreme gleichzeitig auf, und zwar findet hierbei häufiger ein Hinausgreifen des Regenregimes der Zwischenzone in die Gebiete der beiderseitigen Nachbarregime als ein Eindringen der letzteren in die Zwischenzone statt.

W. H. Dines, über die isotherme Schicht in unserer Atmosphäre[1]). Die Untersuchung der höheren Luftschichten unserer Atmosphäre, welche in den letzten Jahren so bedeutende Fortschritte aufzuweisen hat, hat Zustände aufgedeckt, für welche es schwer fällt, eine ausreichende Erklärung zu finden. Als Rotch als erster Temperatur- und Feuchtigkeitsbeobachtungen mittels Drachen einführte, war die Hoffnung vorhanden, daß die damit erhaltenen Resultate einige, mit der Meteorologie eng verbundene Probleme lösen würde und diese Hoffnung wurde verstärkt, als Teisserenc de Bort die Höhe, aus welcher Beobachtungen heruntergeholt werden konnten, mit seinen Ballonsondes stark erweiterte. Jedoch die Hoffnung erfüllte sich nicht und wir scheinen in unseren Kenntnissen über die Ursache und den Mechanismus der Zyklonen, die so gewöhnlich in den ozeanischen Teilen der gemäßigten Zone sind, so weit zu sein wie früher.

Seit dem vergangenen Juni wurden in Großbritannien einige 40 Ballons hochgelassen, die mit einem kleinen, selbst registrierenden Instrument zur Messung des Luftdruckes und der Temperatur versehen waren. Davon sind mehr als 30 wiedergefunden worden. Die Resultate bestätigen die früher auf dem Kontinent erhaltenen Ergebnisse und es besteht jetzt wohl kein Zweifel mehr über die Existenz der merkwürdigen isothermischen Zone in unserer Atmosphäre.

Die wichtigsten Phänomene sind kurz folgende. Wie wir ansteigen, nimmt die Temperatur der Luft ab, zuerst oft sehr unregelmäßig mit Unterbrechungen und Inversionen, jedoch nach den ersten 3 km nimmt sie mit großer Regelmäßigkeit ab, wobei die gewöhnliche Abnahme für 1 km ungefähr 6° C beträgt. Diese Temperaturabnahme setzt sich so fort bis zu einer Höhe, die nach den Aufzeichnungen zwischen 9 und 12 km schwankt. Beinahe immer hört irgendwo in dieser Höhenschicht die Abnahme plötzlich auf. Von diesem Punkte an ist die Luft in den meisten Fällen etwas wärmer; gelegentlich jedoch sucht sie weiter kälter zu werden, aber nach einem gänzlich verschiedenen Gesetze und wir können annehmen, daß diese Luft eine praktisch gleichförmige Temperatur besitzt, insoweit, was die Änderungen der Höhe anbelangt.

Diese isotherme Zone, wie sie genannt wurde, ist in England mehr als dreißigmal gefunden worden. Im Durchschnitt liegt sie bei 10.7 km, jedoch als extreme Werte fand man 7.8 km und 15.5 km. Die Regel ist, daß, je höher der Barometerstand auf der Erdoberfläche ist, desto höher ist die isotherme Schicht und umgekehrt. Ihre mittlere Temperatur wurde gefunden zu — 47° C, die extremen Werte waren — 30° C am 24. Juli zu Ditcham Park, Hants, und — 31° C am 26. Juli zu Crinan; — 61° C am 12. September 1907 zu Pyrton Hill, Oxfordshire und derselbe Wert auch am 5. Februar 1908, und — 59° C am 7. November 1907 zu Manchester.

Der gegebene Mittelwert ist beträchtlich höher als jener, der für den Kontinent in den vorhergehenden Jahren angegeben wurde; da aber 30 Beobachtungen noch nicht hinreichen, einen sicheren Mittelwert zu geben, so kann dies auch nur Zufall sein. Von fünf Stationen wurden Ballons am selben Tage aufgelassen und die Temperaturen in der Höhe über den Stationen wurden stark voneinander differierend gefunden. So fand der Ballon von Herrn Cave in Ditcham Park die isotherme Zone in 10.9 km Höhe bei einer Tempe-

[1]) Aus Nature 77, 27. Februar 1908.

Digitized by Google

ratur von — 41° C. Über Oxfordshire dagegen war die Höhe der isothermen Zone 11.7 km und die Temperatur — 50.0°, während zur selben Zeit, nämlich etwas nach Sonnenuntergang, Herr Petavel zu Manchester dieselbe in einer Höhe von 11.3 km mit einer Temperatur von — 59° C vorfand. Dies ist jedoch nicht das einzige Beispiel, und obgleich die Höhe in einer Ausdehnung von fast 5 Proz. oder etwas mehr noch unsicher sein kann, so ist es trotzdem sehr unwahrscheinlich, daß der Fehler in der Temperatur 2 bis 3° C überschreiten kann. Dies kann ja zufällig sein, aber die Temperatur über Ditcham Park, welcher doch nahe am Meer gelegen ist, zeigt überhaupt eine Tendenz, Werte über dem Mittellande zu liefern.

Die Ballons flogen meistens ostwärts, das Zentrum der Fallpunkte liegt 34 Meilen in der Richtung E 23° N vom Aufsteigungsorte. Zweifellos fielen einige der nicht gefundenen Ballons in die Nordsee, und einige wurden sogar von Frankreich und Holland zurückgesendet.

Verschiedene Untersuchungen wurden gemacht, um diese Resultate zu erklären. Natürlich ist es nicht schwer, die allgemeine Abnahme der Temperatur mit der Höhe zu erklären, aber warum hört plötzlich die Temperaturabnahme auf, wenn man ein Drittel oder ein Viertel der Atmosphäre bereits überstiegen hat? Gewöhnlich ist die Übergangsstelle vollkommen scharf und deutlich gekennzeichnet. Es ist gesagt worden, daß die vertikale Zirkulation in diesem Punkte aufhört, und es ist kein Zweifel, daß diese Darlegung etwas Wahres an sich hat; jedoch warum hört die vertikale Zirkulation auf? Das ist eine weitere Schwierigkeit. Die Abwesenheit einer vertikalen Bewegung schließt einen Gleichgewichtszustand in sich, aber wie kann da ein Gleichgewicht herrschen bei so großen horizontalen Temperaturunterschieden? In der Höhe von 12 km ist der Luftdruck sehr gering und daher rufen geringfügige Änderungen des Druckes starke Änderungen des Volumens und der Temperatur hervor; große Änderungen der Temperatur können erwartet werden, wenn wir eine horizotale Kraft annehmen können, die mit der Schwere vergleichbar ist und imstande ist, Änderungen des Druckes hervorzubringen, ohne vertikale Bewegungen zu bewirken. Die horizontale Beschleunigung, verursacht durch die zentrifugale Kraft in gekrümmter Bahn und jene, hervorgerufen durch die Erdrotation bei sich bewegenden Körpern, ist zu klein; auch scheint mir, daß diese Kräfte, die die Bewegung der Luft hervorrufen, eine vertikale Zirkulation bewirken müssen, welche augenscheinlich nicht vorhanden ist.

Das Problem ist eines der interessantesten der jetzigen Zeit in der physikalischen Wissenschaft und es ist nicht unwahrscheinlich, daß ihre Lösung uns über manche andere verwirrte Frage Aufklärung geben wird.

Das Spektrum des Nordlichtes[1]**).** Eine erschöpfende Zusammenfassung und Diskussion der bisher erhaltenen Ergebnisse von spektroskopischen Beobachtungen des Nordlichtes erschien im neunten Hefte, Bd. 35 (September 1907) des Monthly Weather Review (U. S. Weather Bureau) von Dr. W. Marshall Watts. Alle Beobachtungen, sowohl jene, die nur mit bloßem Auge gemacht wurden, wie jene, die photographisch aufgenommen wurden (seit der Zeit der Ångströmschen Beobachtungen im Jahre 1867), wurden analysiert und miteinander verglichen; außerdem wurden die wahrscheinlichsten Werte für die Wellenlängen der Hauptlinien in Tabellen mitgeteilt; für die erste grüne Linie ergab sich 5571.6 und für die rote Linie 6303.4. Mannigfache Beobachtungen zeigten, daß das Spektrum zu verschiedenen Zeiten sich ändert und Dr. Watts drängt darauf, daß zahlreichere und fortlaufende Beobachtungen gemacht werden sollten. Mit einem Apparate, den er beschreibt, können solche Beobachtungen von einem qualifizierten Beobachter mit einem wirklich geringen Kostenaufwand ausgeführt werden.

Jakob Hegyfoky, die Lufttemperatur in Ungarn zur Zeit der Ankunft von 32 Vogelarten[2]**).** Im II. Bande der Zeitschrift „Aquila" machte ich einen Versuch, die Temperatur jenes Tages zu bestimmen, an welchem die Rauchschwalbe ankommt. Laut den damaligen Daten fiel der Ankunftstag auf den 5. April mit der Temperatur von 9.4° C im Meeresniveau.

---

[1]) Aus Nature 77, 5. März 1908.
[2]) Auszug aus „Aquila" XIII (1906).

Digitized by Google

Später stellte sich als mittlerer Ankunftstag, laut den 10053 Daten der Jahre 1890/91, 1894/1901 der 7. April heraus, mit der Temperatur im Meeresniveau von 9.9° C, gerechnet nach 45jährigen Pentadenmitteln von 7 Stationen ($\varphi = 47^0\,1'$; $\lambda = 37^0\,2'$ Ferro).

Auch wurde die Temperatur von Nyitra bestimmt und dieselbe mit der 22jährigen Ankunft von 14 Arten im nahegelegenen Ghymes verglichen.

Zum Vergleichen wurden derartige Rechnungen auch bezüglich der Temperatur und Ankunft von 9 Arten zu Dorpat angestellt. (Aquila IV, S. 1—25.)

Es wird gewiß nicht ohne Interesse sein, wenn diese Daten hier angeführt werden.

	Ankunft in Ghymes	Temperatur am Meeresniveau zu Nyitra	Ankunft in Dorpat	Temperatur am Meeresniveau ebenda
Alauda arvensis	II. 24.5	2.0°	III. 21.5	— 1.5°
Columba oenas	II. 25.0	2.0	—	—
Sturnus vulgaris	III. 5.1	3.5	III. 21.4	— 1.5
Vanellus vanellus	III. 6.4	3.6	IV. 0.9	0.7
Motacilla alba	III. 7.5	3.8	IV. 1.8	0.9
Scolopax rusticola . . .	III. 13.3	3.7	IV. 10.7	2.6
Upupa epops	IV. 4.0	9.0	—	—
Hirundo rustica	IV. 8.5	9.8	V. 1.2	7.0
Luscinia luscinia	IV. 10.2	10.2	—	—
Cuculus canorus	IV. 13.3	10.8	V. 6.7	8.4
Turtur turtur	IV. 19.2	11.8	—	—
Oriolus oriolus	IV. 25.4	12.8	V. 13.9	11.1
Coturnix coturnix . . .	IV. 29.3	13.5	—	—
Crex crex	IV. 30.0	13.6	V. 19.6	11.1

Zu Dorpat kommen dieselben Vogelarten bei einer niedrigeren Temperatur an, als zu Nyitra. Dies ist aber nicht als Endresultat aufzufassen, weil die Beobachtungen zu Dorpat sehr lückenhaft sind, indem die Daten bei einer Art 8, bei der anderen 13, bei der dritten 21 Jahre hindurch gesammelt wurden; es kann also der mittlere Ankunftstag mit der 27jährigen Temperatur von Dorpat nicht verglichen werden.

Auch die Ankunftsdaten von Ghymes beziehen sich auf 22, die Temperatur von Nyitra aber auf 41 Jahre.

Es stützt sich also die Rechnung nicht auf gleichzeitige ornithologische und Temperaturdaten. Dasselbe ist der Fall mit dem Landesmittel der Rauchschwalbenankunft und der Temperatur.

Bei den genannten Rechnungen war ich bestrebt, annähernd die Temperatur jenes Tages zu bestimmen, auf welchen die Ankunft fiel, es war also immer nur die Rede von der Temperatur eines einzigen Tages. Die Aufgabe war: Welche Temperatur weist der Ankunftstag auf? Die Ornithologen begnügten sich dazumal mit dem mittleren Ankunftstage und berechneten denselben aus den zwei extremen Werten, wo hingegen derselbe jetzt aus allen Daten festgestellt wird.

Zurzeit werden auch schon die einzelnen Daten, laut fünf Tagen, gruppiert dargestellt. Dementsprechend müssen wir auch die Temperatur pentadenweise darstellen. Wollten wir also jetzt eine Probe machen zur Bestimmung der Temperatur, welche bei der Ankunft einer Vogelart in Ungarn herrschte, so müßten wir gewiß auch jede einzelne Pentade in Betracht ziehen. Der richtige Vorgang könnte nur dieser sein, daß wir die Pentadentemperatur laut dem Gewichte der Ankunftsdaten des ganzen Landes in Rechnung ziehen. Zum Beispiel: Die zehnjährigen (1894 bis 1903) Ankunftsdaten von Vanellus vanellus beziffern sich für die Pentade vom 2. bis 6. März auf 100, für jene vom 27. bis 31. März auf 10; bei der Berechnung der Temperatur zur Zeit der Ankunft jener Vogelart in Ungarn müssen wir also den Wärmegrad der letztgenannten Pentade zehnmal, den der erstgenannten hundertmal ansetzen.

Auf diese Weise werde ich nun die Temperatur jenes Zeitraumes bestimmen, in welchem in Ungarn während 10 Jahren die einzelnen Arten erschienen sind; ich werde also die Temperaturen aller Pentaden in Rechnung ziehen, und zwar laut dem Gewicht aller Ankunftsdaten der einzelnen Pentaden.

Die Temperatur der einzelnen Pentaden wurde laut den Daten von 8 Stationen bestimmt.

Jedoch, ist es statthaft, die ornithologischen Daten aus ganz Ungarn laut den Beobachtungen von 8 meteorologischen Stationen zu beurteilen? Sind jene 8 Stationen derart ausgewählt, daß sie das ganze Land repräsentieren können?

Digitized by Google

Die Temperatur von Ungarn ist laut 142 Stationen für den 30jährigen Zeitraum von 1871 bis 1900 genug speziell und gründlich dargestellt [1]). Betrachten wir also, wie sich dieselbe für jene Monate gestaltet, in welchen der Vogelzug stattfindet Dann machen wir einen Vergleich unserer 8 Stationen mit allen 142, damit wir sehen, ob und welche Differenz sich kundgibt. Würde es sich herausstellen, daß dieselbe nur geringfügig ist, dann könnte man ohne Skrupel die 8 Stationen als Repräsentanten aller 142 Stationen oder des ganzen Landes gelten lassen.

Die 8 Stationen sind folgende: Árvaváralja, Magyaróvár, Budapest, Zágráb, Turkeve, Zsombolya, Nagyszeben, Aknaszlatina. Die Mittel der geographischen Koordination sind: $\varphi = 47^0\,8'$; $\lambda = 37^0\,48'$ Ferro; H = 224 m.

Die Mittel der 142 Stationen aber sind: $\varphi = 47^0\,5'$; $\lambda = 37^0\,56'$ Ferro; H = 279 m.

Die Mittel der geographischen Koordinaten sind fast vollkommen gleich bei den 8 und bei den 142 Stationen; namhafte Differenz ergibt nur die Seehöhe, welche bei den 8 Stationen um 55 m niedriger ist als bei allen 142 Stationen. Diese Differenz können wir durch das Umrechnen auf das Meeresniveau eliminieren; und damit wir wirkliche, 24stündige Tagestemperaturen erhalten, müssen wir noch eine kleine Korrektion anbringen. Nach Ausführung dieser Rechnungen bekommen wir folgendes Resultat:

Die 24stündige Temperatur am Meeresniveau.

	Februar	März	April	Mai
8 Stationen	— 0.2	4.8	11.0	15.6
142 „	0.2	5.0	10.9	15.6

Wie man sieht, ist kaum ein Unterschied bei der Temperatur der 8 und 142 Stationen; man kann also die Mittel der 8 Stationen als Repräsentanten des ganzen Landes gelten lassen. Indem wir also aus den Pentadenwerten der 8 Stationen Mittel berechnen, können wir das Resultat getrost als Landesmittel annehmen und mit den ornithologischen Daten aus ganz Ungarn vergleichen.

Fragt man, wann kommt in Ungarn dieser oder jener Vogel an, so antwortet man gewöhnlich, an diesem oder jenem Tage, eventuell sagt man statt einen zwei Tage; man bezieht sich also immer auf einen mittleren Tag, welcher aus mehreren Jahren berechnet ist. Und doch, welch' enorme Abweichung stellt sich heraus, wenn man die einzelnen Jahre oder einzelne Landesgegenden in Betracht zieht. Eben deshalb ist es notwendig, diesen mittleren Tag etwas näher zu bestimmen. Dies kann erreicht werden, wenn man außerdem die einzelnen Ankunftsdaten tage- oder fünftageweise gruppiert. So z. B. sagt man, in Ungarn kommt die Schnepfe am 18. März an; jedoch kann beigefügt werden, daß ihre Ankunft in 10 Jahren während 19 Pentaden, also innerhalb 95 Tagen, stattfand; dem mittleren Ankunftstag (der mittleren Pentade) gehen also 9 Pentaden voraus und 9 folgen ihm.

Der mittlere Tag ist also ein Begriff mit sehr weiten Grenzen, und doch muß er beibehalten werden als kurzer Ausdruck aller Daten. Ein ebensolcher Ausdruck ist das Temperaturmittel jenes Zeitraumes aller Ankunftsdaten. Kann man also sagen, daß die Schnepfe laut 10jährigen Daten in Ungarn am 18. März ankommt, ebenso kann man behaupten, daß sie bei einer Temperatur von 5.9° eintrifft, indem wir unter diesem Ausdrucke die Temperatur jener 19 Pentaden verstehen, welche in dem Zeitraume von 95 Tagen herrschte und das Thermometer dann und wann nicht nur über, sondern auch unter Null stand. So lange die Rede ist vom mittleren Tage, so lange kann auch von einem Temperaturmittel gesprochen werden, und zwar besonders dann, wenn dasselbe aus demselben Zeitraume berechnet wird, als der mittlere Tag.

Der mittlere Tag hat aber auch deshalb Recht, bei den Zugsdaten seine Rolle zu spielen, weil, wie dargetan wurde, die meisten Daten sich in seiner Nähe gruppieren; es entfallen nämlich 56.3 Proz. aller Daten von 14 Arten in einem 10jährigen Zeitraume auf jene 3 Pentaden, welche die Kulminationspentade in ihrer Mitte haben. (Aquila, Jahrgang 1905, S. 231.) In diese 3 Pentaden fällt auch der mittlere Tag. Und weil diese 3 Pentaden in erster Reihe das Zustandekommen des mittleren Tages beeinflussen, denselben früher oder später auftreten lassen, eben deshalb machen sie ihr Recht auch auf die Tem-

[1]) S. Róna und L. Fraunhoffer, Die Temperaturverhältnisse von Ungarn.

Digitized by Google

peratur geltend und bewirken es, daß früher kulminierende Arten bei niedrigerer Wärme erscheinen, als jene, die später kulminieren.

Noch eine Frage muß beantwortet werden, nämlich die, ob die 10jährige (1894 bis 1903) Temperatur eine normale war, ob sie mit dem 30jährigen (1871 bis 1900) Mittel übereinstimmt oder nicht?

Die 24stündige Temperatur unserer 8 Stationen ist am Meeresniveau die folgende:

	Februar	März	April	Mai
1894—1903 (10 Jahre)	1.1	5.8	10.8	15.4
1871—1903 (30 „)	—0.2	4.8	11.0	15.6
Differenz (10 Jahre)	+1.3	+1.0	—0.2	—0.2

Im Februar und März war in unserem 10jährigen Zeitraume die Temperatur viel höher als im 30jährigen. April und Mai ist normal. Aus diesem Umstande kann gefolgert werden, daß die Ankunftsdaten in einem längeren als 10jährigen Zeitraume für Februar und März eine Abnahme aufweisen werden, weil in der Periode zwischen 1894 und 1903 oft günstiges, warmes Wetter herrschte, mithin einige Arten frühzeitig ankamen. Dementsprechend kann angenommen werden, daß auch der mittlere Ankunftstag bei den ersten, frühzeitigen Arten sich in einem längeren Zeitraume etwas verspäten wird.

Die unten folgende große Zahlentabelle macht uns mit den 10jährigen (1894 bis 1903) ornithologischen und Temperaturdaten bekannt. Wir sehen, wie sich die Ankunftsdaten laut Pentaden gruppieren, welches der mittlere Ankunftstag bei den einzelnen 32 Arten ist und wie hoch das Temperaturmittel, laut Gewicht der einzelnen Ankunftsdaten, sich für den ganzen Ankunftszeitraum herausstellt. Wir sehen z. B., daß der weiße Storch bei einer Temperatur von 7.9, die Rauchschwalbe bei 9.6° ankam; darauf gestützt, kann aber nicht angenommen werden, daß beide Arten auch jedes Jahr bei derselben Temperatur ankommen, wie sie das 10jährige Mittel darstellt.

Da es eben diese zwei Arten sind, welche die meisten Daten aufweisen, so berechnete ich auch die Ankunftstemperatur für die einzelnen Jahre und erhielt folgendes Resultat:

	Ciconia ciconia			Hirundo rustica		
Jahr	Ankunft		Temperatur	Jahr	Ankunft	Temperatur
1894	III.	27.	8.7°	1894	IV. 7.	11.6°
1895	III.	30.	7.6	1895	IV. 6.	8.9
1896	III.	28.	8.2	1896	IV. 15.	9.3
1897	III.	28.	9.0	1897	IV. 10.	9.2
1898	III.	24.	8.0	1898	IV. 1.	9.9
1899	III.	28.	6.0	1899	IV. 6.	9.3
1900	III.	31.	6.5	1900	IV. 6.	8.6
1901	III.	27.	7.6	1901	IV. 6./7.	10.8
1902	III.	28.	8.1	1902	IV. 9.	9.9
1903	IV.	2.	10.9	1903	IV. 14.	9.3
Mittel	III.	28.4	7.9	Mittel	IV. 8.0	9.6
Mittl. Abweichung ±1.6, Tag ±0.9°.				Mittl. Abweichung ±3.2, Tag ±0.7°.		

Die Temperatur der einzelnen Jahre schwankt etwas mehr beim Storch als bei der Schwalbe; das ist auch ganz natürlich, weil die erste Art früher ankommt als die zweite und die Temperaturschwankung vom Winter gegen den Sommer hin in Abnahme begriffen ist.

Die Temperatur der Ankunftsperiode schwankt von Jahr zu Jahr, die Ankunft findet nicht bei demselben Wärmegrad statt; ja, es entspricht nicht einmal einer späteren Ankunft bei diesen zwei Arten eine höhere und einer frühzeitigeren eine niedrigere Temperatur.

Dies steht ganz gut im Einklang mit jener Tatsache, daß es nicht ein bestimmter Wärmegrad ist, welcher beim Zuge einwirkt, sondern daß es schnelle Temperaturänderungen, starke Erwärmung oder Erkaltung sind, die den Zug beschleunigen oder verzögern.

Dessenungeachtet stellt sich auf der folgenden Tabelle ganz gut ausgesprochen jenes Ergebnis heraus, daß die 10jährigen Ankunftsdaten desto geringere Temperaturen aufweisen, je früher ihr Termin ist, und desto größere, je später er ist. In längeren Zeiträumen kann dies im Frühling auch nicht anders sein. Wärme und Kälte kann wechselhaft in einem und dem anderen Jahre im Frühling auftreten, in längeren Zeiträumen aber muß die steigende Wärme klar zum Vorschein kommen. Zu dem Behufe reichen betreffs der Monate schon 10 Jahre aus, bei den Pentaden aber, wie

Digitized by Google

es die Tabelle zu erkennen gibt, kommen noch Unregelmäßigkeiten vor, indem eine vorangehende 5tägige Periode wärmer sein kann, als eine nachfolgende.

Mit den Zahlen der Tabelle will ich auch Gelegenheit darbieten zum Vergleichen der ungarischen Daten mit solchen aus anderen Ländern. Da eingehendere Erklärung überflüssig erscheint, folgt die (hier etwas gekürzte) Tabelle ohne weiteres.

Die Ankunftsdaten und die 24stündige Temperatur von 8 Stationen am Meeresniveau. 1894—1903.

	Februar			März			April			Mai		Mittel der	
	5.–14.	15.–24.	25.–6.	7.–16.	17.–26.	27.–5.	6.–15.	16.–25.	26.–5.	6.–15.		Ankunft	Temp.
Alauda arvensis	28	82	146	66	21	6	1	—	—	—	II.	28.1	2.7°
Columba oenas	89	153	231	165	88	10	—	—	—	—	III.	1.7	3.0
Sturnus vulgaris	29	91	168	122	49	10	1	—	—	—	III.	3.3	3.2
Vanellus vanellus	17	59	160	93	43	12	1	—	—	—	III.	4.3	3.5
Columba palumbus	19	30	54	73	57	14	—	—	—	—	III.	8.1	4.2
Motacilla alba	23	53	218	515	270	40	—	—	—	—	III.	10.4	4.7
Turdus musicus	7	11	30	57	62	10	3	—	—	—	III.	13.0	5.1
Pratincola rubicola	—	1	19	46	30	12	3	—	—	—	III.	15.7	5.5
Motacilla boarula	—	1	9	31	35	17	—	—	—	—	III.	16.7	5.8
Scolopax rusticola	5	23	182	354	365	156	66	12	4	—	III.	17.6	5.9
Ardea cinerea	4	4	27	51	49	37	18	2	—	—	III.	17.8	6.0
Erithacus rubecula	—	1	14	40	77	30	9	2	—	—	III.	19.3	6.6
Grus grus	1	1	12	36	101	52	17	9	2	—	III.	21.8	6.9
Phylloscopus acredula	—	—	3	32	49	73	14	4	—	—	III.	25.5	7.3
Ruticilla tithys	—	—	4	11	60	38	12	2	—	—	III.	24.5	7.4
Ciconia ciconia	1	3	24	180	806	895	366	80	17	3	III.	28.4	7.9
Ciconia nigra	—	—	1	5	21	20	16	3	—	—	III.	28.7	8.1
Upupa epops	—	—	—	10	43	141	149	61	21	2	IV.	6.5	9.3
Ruticilla phoenicura	—	—	1	6	14	32	65	22	6	—	IV.	6.4	9.5
Saxicola oenanthe	—	—	—	4	17	56	57	17	1	—	IV.	5.1	9.5
Hirundo rustica	—	—	—	33	207	1091	1345	598	178	10	IV.	8.0	9.6
Chelidonaria urbica	—	—	—	2	21	142	196	148	52	9	IV.	11.9	10.2
Jynx torquilla	—	—	—	1	5	28	75	44	16	1	IV.	12.5	10.2
Cuculus canorus	—	—	—	4	9	167	470	293	111	11	IV.	14.3	10.5
Luscinia luscinia	—	—	—	—	—	24	127	130	25	4	IV.	16.0	11.1
Sylvia atricapilla	—	—	—	1	—	7	33	32	17	2	IV.	16.7	11.4
Turtur turtur	—	—	—	1	3	14	44	187	104	10	IV.	21.7	11.8
Coriacias garrula	—	—	—	—	1	3	13	68	56	21	IV.	25.5	12.4
Oriolus oriolus	—	—	—	1	4	4	17	106	227	36	IV.	27.9	12.8
Coturnix coturnix	—	—	—	—	2	8	24	85	121	64	IV.	29.0	12.9
Crex crex	—	—	—	—	—	1	5	19	61	66	V.	4.1	13.7
Lanius collurio	—	—	—	—	—	—	2	15	80	66	V.	4.1	13.8

Die Orientierung fallender Prismen in der Luft. Die gegenwärtige Theorie der Haloerscheinungen beruht, so scharfsinnig sie auch ausgebildet ist, auf einer irrigen Annahme. Es ist die folgende (beispielsweise im Wortlaut von Arrhenius: Lehrbuch der kosmischen Physik, Bd. II, S. 845, gegeben):

„Die Kristalle streben so zu fallen, daß sie dem geringsten Luftwiderstand begegnen; dies geschieht, wenn die Achsen der Nadeln und die Basisflächen der Tafeln vertikal, die Basisflächen der Nadeln dagegen horizontal sind. So entsteht ein starkes Übergewicht der vertikalen, ein weniger ausgeprägtes der horizontalen Flächen über anders gerichtete."

Diese Auffassung haben Galle, Bravais und Clausius ihren bedeutenden theoretischen Arbeiten mit mehr oder weniger Ausschließlichkeit zugrunde gelegt. Auch neuerdings (1906) wird in der ausgezeichneten „Meteorologischen Optik" von Pernter, die dieses viele Jahrzehnte hindurch vernachlässigte Gebiet umfassend behandelt, die obige Annahme auf S. 318 ausdrücklich ausgesprochen. In einer noch neueren Schrift wird sie von Pernter nur dahin erweitert (ausschließlich aus optischen Gründen), „daß die Eisprismen mit Hauptachsen, die länger sind als die Nebenachsen, beim Streben, im Fallen sich so zu stellen, daß sie den kleinsten Widerstand erfahren, notgedrungen ins Pendeln geraten müssen" (vgl. Pernter, Sitzber. d. Wiener Akad., Januar 1907, S. 30).

Ein Experiment von wenigen Minuten genügt, um das Irrtümliche dieser Voraussetzungen zu beweisen. Ein fallendes Prisma stellt sich nicht so ein, daß es dem geringsten, sondern so, daß es dem größten Luftwiderstand begegnet.

Man falte einen Viertelbogen Schreibpapier zu einem drei- oder mehrseitigen Prisma, klebe mit Hilfe überstehender Klappen die freie Kante und zwei Basisflächen an, und lasse

Digitized by Google

es von genügender Höhe — am bequemsten in einem Treppenhause — aus verschiedenen Anfangslagen fallen. Man überzeugt sich dann leicht, daß nach dem Durchfallen der ersten 2 bis 3 m die lange Achse des Prismas eine horizontale Lage hat und das Prisma um diese Achse zu rotieren beginnt, einerlei, welches ihre Anfangslage gewesen sei. War diese also horizontal, so bleibt sie es in ruhiger Luft dauernd, war sie aber senkrecht oder geneigt, so tritt schon nach 1 bis 2 m Fall eine Änderung und nach einigem Pendeln die angegebene stationäre Stellung ein.

Je mehr der zur längsten Achse rechtwinkelige Querschnitt des Prismas sich der Kreisform nähert, desto geringer ist der Antrieb zum Rollen. Reguläre sechs- und mehrseitige Prismen beginnen das Rollen daher spät; wahrscheinlich bleibt es aber bei langem Fallraum auch bei ihnen nie aus. Den Übergang der längsten Achse in die horizontale Lage zeigen auch sie und auch Zylinder, ebenso wie die drei- und vierseitigen Prismen.

Hat das Prisma die Form einer Tafel, so tritt dieselbe Erscheinung noch früher ein und ist die Stabilität der drehenden Fallbewegung eine noch größere, zugleich aber bildet die Bahn des Körpers mit der Senkrechten einen größeren Winkel. Voraussetzung bei alledem ist, daß der Schwerpunkt des Prismas sich nicht zu weit von der Mitte zwischen seinen gegenüberliegenden Kanten befinde. Ist dagegen der Schwerpunkt der Tafel, ohne aus ihr herauszutreten, der einen ihrer langen Kanten etwa doppelt so nahe wie der andern, so tritt Gleitfall ein. Eine Untersuchung über den Drehfall von Tafeln und sein Verhältnis zum Gleitfall habe ich in den Illustrierten Aeronautischen Mitteilungen, Oktober 1901, veröffentlicht. Die Rotation um die längste Achse tritt um so schneller ein und ist um so stabiler, je größer der Unterschied zwischen den drei Achsen ist, jedoch nur bei ebenen Platten; ist dagegen auch eine geringe Wölbung vorhanden, so wendet die Platte ihre konkave Seite nach oben, ihre konvexe nach unten, und fällt senkrecht, wenn sie steif genug ist, keine Deformationen im Falle zu erleiden. An einem länglichen Schnitzel Schreibpapier lassen sich alle diese Punkte sehr schön zeigen.

Die stationäre Lage und Bewegungsart eines fallenden Körpers hängt natürlich davon ab, ob und welche drehenden Kräftepaare sich an ihm beim Fallen einstellen. Die an dem längsten Durchmesser angreifenden Kräftepaare wirken nun gewöhnlich so, daß sie verschwinden, wenn dieser in horizontale Lage gekommen ist, weil die Angriffspunkte der Schwerkraft und des Luftwiderstandes dann zusammenfallen und eine Resultierende geben; bei den in der dazu senkrechten Ebene wirkenden Kräften tritt dieses dagegen im allgemeinen nicht ein, die erwähnten Angriffspunkte fallen nur dann in stabiler Weise zusammen, wenn entweder 1. der Schwerpunkt des Körpers in bestimmter Art nach einer Kante bzw. einem Ende des Körpers verlegt ist, oder 2. wenn die Wanderungen des Angriffspunktes des Luftwiderstandes auf der einen Körperseite stabiles, auf der gegenüberliegenden Seite labiles Gleichgewicht bedingen (konvex-konkave Körper), oder endlich 3. wo die Resultierende des Luftwiderstandes in jeder Lage durch den Schwerpunkt und Mittelpunkt des Körpers gehen muß, wie bei homogenen Kugeln in ruhender Luft.

Daß ein stabförmiger Körper nicht das Streben hat, sich in die Richtung des geringsten Widerstandes einzustellen, sondern das entgegengesetzte, kann jeder Knabe fühlen, der einen Stock als Speer werfen will, ohne das vordere Ende beschwert, oder dem hinteren Ende durch Federn oder Platten größeren Luftwiderstand gegeben zu haben. Der Stock stellt sich immer nach kurzem Fluge quer zur Wurfrichtung und fällt dann durch den wachsenden Luftwiderstand schnell zur Erde. Auch ein Motorluftschiff neigt zur Querstellung, wenn es nicht am hinteren Ende Flossen oder dergleichen trägt, was sich durch „Stampfen“ äußert; freilich ist die Bewegung eines beständig angetriebenen Objektes anders, als die eines geworfenen Körpers.

Wir haben uns also den Luftraum mit Stäbchen und Täfelchen von Eis erfüllt zu denken, die um ihre längste, horizontal liegende Achse rotieren. Bei den Stäbchen ist diese Achse die kristallographische Hauptachse, bei den Täfelchen in der Regel eine der Nebenachsen. Auch die Schneeflocken sind im allgemeinen solche Tafeln, nur von zackigem Umriß und rotieren ebenfalls in ruhender Luft, wie ein Versuch mit einem ähnlich geschnittenen Papierstern leicht zeigt. In einer geradlinig wirbelfrei und gleichförmig fortbewegten Luftschicht müssen sich die Bewegungen, nach Abzug der Translation, in derselben Weise abspielen wie in ruhender Luft, und gerade in den oberen Luftschichten ist dieser Zustand viel vorwaltender als in der Nähe der Erdoberfläche.

Digitized by Google

Optisch ist wohl ein rotierendes Prisma einem Zylinder gleichzusetzen; die Erklärung der Haloerscheinungen dürfte also auf eine Erfüllung der Luft mit Eiszylindern, deren Achsen horizontal, aber in allen möglichen Azimuten liegen, aufzubauen sein. Die Mehrzahl dieser Zylinder ist nicht größer als die Nebeltröpfchen, es werden also auch an ihnen Erscheinungen der Beugung, der Spiegelung und der Brechung des Lichtes zugleich auftreten.

Durch Herrn Prof. Hann bin ich darauf aufmerksam gemacht worden, daß im Augustheft 1906 der „Monthly Weather Review", S. 357, von Prof. Wood (Baltimore) die Auffassung, daß fallende Körper in der Luft die Stellung des geringsten Widerstandes annehmen, bereits als ein sonderbarer Irrtum bezeichnet worden ist. Prof. Wood bezieht sich auf im Wasser niedersinkende Glimmerplättchen, auf fallende Blätter und Föhrennadeln, sowie auf die Bewegung eines unbefiederten Pfeiles und kommt für Eisnadeln zu demselben Schluß wie ich: daß ihre lange Achse sich im Fallen horizontal stelle. Da er aber die Rotation um diese Achse nicht erwähnt und für Eistäfelchen eine dauernd horizontale Lage für die normale Stellung im Fallen erklärt, so stützt er sich in dieser Darstellung wohl ganz auf Versuche mit Glimmerplättchen in Wasser. Denn diese zeigen, wenigstens in Gefäßen von nur 20 bis 35 cm Höhe, im Fallen in der Tat keine Neigung zum Rotieren, sondern nur ein Schwanken um die horizontale Lage, auch wenn man sie in vertikaler Anfangslage fallen läßt, aus der sich die horizontale Lage entwickelt, ohne daß Rotation eintritt.

Dieselben Glimmerplatten zeigen in der Luft unverkennbare Rotation um den längsten Durchmesser, wenn diese auch viel schlechter zu beobachten ist, als bei weißem Papier. Ob der viel geringere Unterschied in den spezifischen Gewichten des fallenden Körpers und des Mediums das Überschlagen bei den Schwankungen im Wasser verhindert, das in der Luft die Drehung zur Folge hat, ob die größere Zähigkeit des Wassers im Spiele ist, oder ob nur die zu geringe Fallhöhe den Endzustand nicht erkennen läßt, weiß ich nicht. Ist das erste der Fall, tritt also Rotation nicht ein, wenn die treibende Kraft der Schwere im Vergleich zum Widerstand des Mediums zu gering ist, so ist es denkbar, daß sie wegen der äußersten Kleinheit der Eiskristalle auch bei diesen in der Luft fehlt, trotz der geringen Dichte der Luft in der Cirrusregion. Denn eine gleich große, aber halb so dicke Tafel hat ja nur das halbe Gewicht, während der Luftwiderstand annähernd derselbe ist. Die Rotation der Eiskristalle ist also noch nicht sicher; mit der Hypothese der vertikalen Stellung ihrer längsten Durchmesser muß aber jedenfalls gebrochen werden, diese stellen sich vielmehr sicherlich horizontal.

Die Frage nach der Rotation so kleiner Objekte beim Fallen in der Luft wird sich leider wohl nicht durch direkte Beobachtung, sondern nur durch die an größeren Objekten gewonnenen Schlußfolgerungen beantworten lassen.

Der allgemeine Satz, den Prof. Wood ausspricht, wonach in einem widerstehenden Medium fallende Körper sich nicht auf das Minimum, sondern auf das Maximum einstellen, geht zu weit, denn ein konvex-konkaver Körper stellt sich, wenn dies nicht durch die Lage seines Schwerpunkts verhindert wird, stets so ein, daß er mit der konvexen und nicht mit der konkaven Seite vorangeht. Der Widerstand würde beim Vorausgehen der konkaven Seite größer sein; aber diese Lage ist labil, die entgegengesetzte stabil, weil jede Abweichung von jener wächst, jede von dieser abnimmt. Für solche Körper hat also, im Widerspruch mit Woods Satz, die eingangs erwähnte Voraussetzung ein gewisses Maß von Berechtigung: von zwei gegenüberliegenden Seiten wird diejenige, die den geringeren Widerstand darbietet, zur Vorderseite. Aber auch bei ihnen stellt sich die längste Achse nicht vertikal, sondern horizontal.

Konvex-konkave Körper, z. B. eine wenn auch nur leicht gewölbte Karte, rotieren nicht, schließt man aber die Wölbung durch eine entgegengesetzt gewölbte Karte, so daß ein Körper entsteht, dessen Querschnitt quer zur langen Achse bikonvex linsenförmig ist, so rotiert dieser, wenn bei wagerechter Lage dieser Achse losgelassen, regelmäßig, auch wenn das Gewicht in beiden Fällen dasselbe ist.

Wie weit sich die Darlegungen von Joukovsky und Zwick auf unsere Frage anwenden lassen, vermag ich zurzeit nicht zu sagen.

Würde es richtig sein, daß die Körper „so zu fallen streben, daß sie dem geringsten Luftwiderstand begegnen", so würde wahrscheinlich aller Flug unmöglich sein. Die merkwürdige Tatsache, daß wir in allerlei Tierklassen, die zu weit auseinanderliegenden Zeiten entstanden sind, Flugvermögen in allen Graden finden, hängt sicherlich damit zusammen, daß eine Abwärtsbewegung in der Stellung geringsten Luftwiderstandes automatisch

Digitized by Google

ausgeschlossen ist und daß im Gegenteil der Körper von selbst eine dazu beinahe rechtwinkelige Lage annimmt.

Fassen wir zusammen: Bei Prismen jeglicher Form, wenn sie nur folgenden Bedingungen entsprechen: 1. die drei Dimensionen hinreichend verschieden, 2. Schwerpunkt ungefähr in der Mitte, 3. keine einspringenden Kanten, 4. eine oder mehrere größere Gleitflächen — geschieht die Fallbewegung in der Luft so, daß im stationären Zustand die größte Dimension wagerecht liegt, daß das Prisma um diese letztere rotiert und daß seine Fortbewegung unter einem mehr oder minder beträchtlichen Winkel zur Richtung der Schwerkraft geschieht. Nach Satz 1. und 4. tritt diese Bewegung weder bei Würfeln, noch bei Zylindern, um so mehr aber bei Tafeln ein. W. Köppen.

Die erdmagnetischen Charakterzahlen für 1906. Auf der Innsbrucker Versammlung der Internationalen Magnetischen Kommission wurde beschlossen, die magnetischen Observatoren zu ersuchen, vom 1 Januar 1906 ab Listen aller Tage zusammenzustellen, in denen die Tage nach dem Charakter der magnetischen Kurven in drei Stufen: 0 ruhige Tage, 1 gestörte Tage, 2 stark gestörte Tage, eingeteilt werden sollten. Die Auswahl dieser Bezeichnungen wurde dem Ermessen der einzelnen Direktoren überlassen. Herr M. Snellen übernahm die Zusammenstellung der betreffenden Bezeichnungen, das Kgl. Niederl. Meteor. Institut in de Bilt die Publikation; nach dem Tode des Herrn Snellen hat dieses Institut auch die Redaktion übernommen.

Bis heute erschienen dreimonatliche Zusammenstellungen bis einschließlich Juli-September 1907. Für 1906 liegt jetzt auch ein Jahresbericht vor. Dieser enthält: 1. Eine Einleitung mit den Namen der 35 Observatorien, welche für das letzte Quartal 1906 an der Arbeit beteiligt waren; 2. eine Zusammenstellung der Klassifikationsprinzipien für 22 Observatorien; 3. zwei Tabellen, von denen die erstere die Frequenzzahlen der einzelnen Charakterstufen für 30 Observatorien für jeden Tag des Jahres nebst Tages- und Monatssummen der Charakterzahlen enthält, die zweite, welche unten abgedruckt wird, die mittleren täglichen und monatlichen Charakterzahlen, welche durch Division obiger Summen durch 30 erhalten sind.

Diese mittleren Charakterzahlen wurden auch graphisch dargestellt. Schließlich wurden die „fünf ruhigen Tage“ jedes Monates den dreimonatlichen Publikationen entnommen und rekapituliert.

Tages- und Monatsmittel der erdmagnetischen Charakterzahlen für 1906.

Datum	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1.	0.1	1.2	1.2	0.2	0.3	1.3	0.8	0.6	0.9	1.2	0.4	0.3
2.	0.4	0.8	0.4	0.8	0.3	1.5	0.7	0.4	1.0	0.9	0.0	0.8
3.	0.3	0.8	0.4	1.0	0.1	1.1	0.4	0.5	1.2	0.9	0.1	0.7
4.	0.4	0.9	1.5	0.8	0.1	1.0	0.4	0.2	1.5	0.6	0.5	0.3
5.	0.3	0.7	1.1	0.1	0.1	0.5	0.9	0.0	1.0	0.6	0.7	0.1
6.	0.6	1.2	0.8	0.0	0.7	0.3	1.0	0 1	0.7	0.2	0.4	0.3
7.	0.2	0.9	1.2	0.0	0.4	0.7	0.2	1.5	0.4	0.1	0.5	0.6
8.	0.8	0.7	1.2	0.7	1.3	1.0	0.2	1.7	0.1	0.1	1.0	1.6
9.	0.8	0.8	1.1	1.1	1.0	0.7	0.3	1.0	0.1	0.1	0.5	1.6
10.	0.2	0.9	0.9	1.2	0.3	0.4	0.9	0.6	0.1	0.3	1.0	0.4
11.	0.4	0.6	0.4	1.0	0.8	0.8	1.8	0.5	0.2	0.4	1.0	0.4
12.	0.6	0.4	0.9	0.3	0.4	0.3	1.3	1.3	0.5	1.0	0.5	0.5
13.	0.8	0.0	1.0	0.6	0.7	0.7	1.0	1.2	0.4	0.9	0.7	0 3
14.	0.9	0.6	1.0	0.5	1.1	0.3	0.5	0.7	0.6	0.6	0.2	0.4
15.	0.8	1.4	0.4	0.1	1.6	0.9	0.2	0.4	0.9	0.4	0.5	1.0
16.	0.3	1.1	0.3	0.1	0.5	1.0	0.1	0.7	1.0	0.5	0.3	1.7
17.	0.1	0.5	0.9	0.5	0.3	0.7	0.1	0.2	0.8	0.2	0.5	1.3
18.	0.1	0.6	1.0	0.4	0.4	0.4	0.3	0.0	0.7	0.0	0.9	0.3
19.	0.7	1.7	0.0	0.5	0.8	0.0	0.3	0.6	0.3	0.8	0.9	0.3
20.	0.1	0.4	0.2	0.4	1.2	0.1	0.5	0.3	0.9	0.5	0.4	0.3
21.	0 8	0.5	0.1	0.7	1.0	0.1	0.9	0.5	0.8	0.9	1.3	1.1
22.	0.8	0.2	0.1	0.9	0.5	0.1	0.2	0.3	1.8	1.2	1.4	2.0
23.	0.1	0.8	0.1	1.1	0.2	0.1	0.9	0.2	1.7	0.8	0.3	1.4
24.	0.0	1.9	1.0	1.1	0.6	0.5	0.3	0.5	1.1	0.3	0.6	1.0
25.	0.0	1.7	1.3	0.9	0.5	0.7	0.6	0.8	1.0	0.3	0.8	0.2
26.	0.3	1.7	0.8	0.3	0.1	0.7	0.8	0.8	1.1	0.6	0.3	0.9
27.	0.7	0.8	0.5	0.2	1.0	0.2	1.0	1.1	0.6	1.2	0.3	0.7
28.	0.6	1.5	0.6	1.2	0.6	0.3	0.9	0.8	0.5	0.8	0.2	0.6
29.	0.1	—	0.6	1.4	0.4	0.2	1.2	0.7	0.7	0.5	0.2	0.2
30.	0.1	—	0.2	0.9	0.2	0.2	1.5	0.3	1.0	0.7	0.3	0.3
31.	1.6	—	0.1	—	0.1	—	0.8	0.9	—	0.4	—	0.3
Mittel . .	0.45	0.90	0 68	0.63	0.58	0.56	0.69	0.63	0.79	0.59	0.55	0.71

Digitized by Google

Ruhige Tage:

Januar	1, 7, 17, 24, 30	Juli	9, 15, 16, 17, 22
Februar	12, 13, 20, 21, 22	August	4, 5, 6, 18, 23
März	19, 20, 21, 22, 23	September	8, 9, 10, 11, 19
April	5, 6, 7, 15, 16	Oktober	6, 7, 8, 9, 18
Mai	2, 3, 4, 5, 23	November	2, 3, 14, 28, 29
Juni	19, 20, 21, 22, 30	Dezember	4, 5, 25, 30, 31

E. van Everdingen.

Zum Klima des Französischen Sudan. Oberes Senegambien. Im Annuaire der Soc. Mét. de France, 1906, S. 257 bis 261, findet sich eine kleine Abhandlung über das Klima von Koury am oberen Volta. An dieser Station hat Herr Dr. Primet ein Jahr lang meteorologische Beobachtungen angestellt, deren Ergebnisse wir in einer Tabelle zusammengesetzt haben.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Koury (Franz. Sudan), Oktober 1903 bis September 1904, 12°7′ NBr., 5°8′ WL.

	Temperatur				Mittl.			Absol.		Relative Feuchtigkeit			Niederschlags-	
	6ª 30	12	7ᵖ	Mittel	Max.	Min.	Diff.	Max.	Min.	6ª 30	12	7ᵖ	Menge	Tage
Oktober	21.4	34.9	27.8	28.9	37.2	20.7	16.5	38.7	18.5	91	37	70	24	8
November	15.3	34.0	24.9	25.8	36.6	15.0	21.6	39.3	9.6	86	18	60	21	1
Dezember	12.2	32.1	22.8	23.0	34.7	11.4	23.3	39.4	9.0	78	31	50	0	0
Januar	10.5	30.5	21.4	21.5	33.2	9.8	23.4	39.0	5.0	64	30	52	0	0
Februar	11.6	31.9	23.9	22.7	34.7	10.7	24.0	40.4	5.8	46	9	25	0	0
März	18.3	35.7	28.2	27.7	39.2	16.2	23.0	42.2	12.0	47	12	30	20	1
April	22.1	37.0	29.1	30.9	40.9	20.9	20.0	44.0	12.2	48	17	32	0	0
Mai	24.5	36.1	31.2	32.2	40.3	24.2	16.1	43.2	20.0	68	31	40	40	3
Juni	23.5	32.8	28.6	30.4	37.7	23.0	14.7	41.2	20.0	82	53	67	142	7
Juli	22.1	30.3	25.4	27.5	33.7	21.4	12.3	40.2	19.0	88	57	78	230	12
August	21.8	29.6	24.2	26.6	32.2	21.0	11.2	37.0	18.0	95	64	91	158	17
September	21.5	32.6	24.6	28.0	35.1	20.9	14.2	39.0	18.0	96	51	87	95	13
Jahr	18.7	33.1	26.0	27.1	36.3	17.9	18.4	44.0	5.0	74	34	57	730	62

Voraus geht im Original eine eingehende geographische Beschreibung der Lokalität, welche wir hier leider beiseite lassen müssen, so interessant sie ist. Die Station liegt am Kulminationspunkt des oberen Bogens des Volta, auf einer großen Ebene. Die Atmosphäre wird als „etauffante“ geschildert. Über die Vegetation und Bodenbeschaffenheit findet man detaillierte Mitteilungen.

Die in der Tabelle angedeuteten Märzregen entsprechen der sogenannten „kleinen Regenzeit“ des Sudan. Je weiter man nach Norden geht, desto weniger fühlbar wird dieselbe, nach Süden hin aber geht sie in eine veritable Regenzeit über. In Bobo-Diulasso ist sie schon mehr markiert als in Koury. Die Regen fallen gewöhnlich im Gefolge von Gewittern. Der Sturm dreht sich fast stets nach W und SW. Zweimal fiel Hagel von mittlerer Größe, es gab aber doch Wunden und Blessuren.

Der Himmel ist zu Koury selten heiter, ausgenommen während der Winternächte. In der Regenzeit ist er fast ständig bedeckt. Nebel ist selten, außer über dem Flusse am Morgen nach klaren Winternächten. Tau gibt es in Menge in der Nähe des Flusses in der kühlen Jahreszeit und zuweilen auch während der Regenzeit nach dem Temperatursturz nach einem Gewitter. Der Taufall hält das Voltatal grün bis zum März, während die Umgebung dürr ist.

Reif wurde niemals beobachtet, selbst nicht nach sehr kalten Nächten, in denen die Temperatur des Bodens auf 0° herabsinken kann. Selbst am 6. Januar 1904, wo das Schleuderthermometer 6ª + 1° zeigte, gab es keinen Reif. In der Trockenzeit gibt es Höhenrauch, welcher bei windstillem Wetter den ganzen Tag über anhält.

Digitized by Google

Literaturbericht.

Gilbert, Otto: Die meteorologischen Theorien des griechischen Altertums. Leipzig, B. G. Teubner 1907. 8°. IV, 746 S. Preis 20 *M*.

Seit Idelers Arbeiten ist kein so wertvoller Beitrag zur Geschichte der Meteorologie im griechischen Altertum veröffentlicht worden, wie das vorliegende Werk. Es liefert zum ersten Mal eine grundlegende Darstellung der Entwickelung der theoretischen Vorstellungen über Meteorologie, im weiteren Sinne des Wortes, wie sie im griechischen Altertum aufgefaßt wurde. Damit gewinnt das Buch auch Interesse für den Astronomen und den Physiker.

Ausgehend von der aristotelischen Anschauung, daß die μετέωρα, d. h. die Erscheinungen und Wandlungen der himmlischen Feuersphäre, der Atmosphäre, der Hydrosphäre und endlich des Erdkörpers, nichts anderes als die πάθη der vier Elemente (σωματα) sind, behandelt der Verfasser im ersten Teile seines Werkes (S. 17 bis 253) die Elementenlehre und wendet sich erst im zweiten spezielleren Teile der Lebens- und Leidensgeschichte der vier Elemente, also den meteorologischen Erscheinungen zu.

Unter Beibringung eines reichen Quellenmaterials, für das wir Meteorologen dem Philologen besonders dankbar sind, wird die Entwickelung und der innere Zusammenhang der einschlägigen Theorien im griechischen Altertum einzeln dargelegt. Eine eigentliche Geschichte der Meteorologie in jener Zeit ist es also nicht. Es bietet aber dieses umfangreiche Werk das wertvollste Material für eine solche.

G. Hellmann.

Åkerblom, F.: Recherches sur les courants les plus bas de l'atmosphère au-dessus de Paris. Upsala 1908. 4°. 2 Bl., 45 S. (Nova Acta R. Soc. Scient. Upsal. Ser. IV, Vol. 2, Nr. 2.)

Für diese ausführliche interessante Untersuchung lieferten die Windbeobachtungen auf dem Eiffelturm im Verein mit denen des Bureau central und in Parc St. Maur vorzügliches Material. Die Erhebungen beziehen sich auf die Tage des Sommers (Juni—August) und Winters (Dezember—Februar) vom 1. Juni 1890 bis zum 28. Februar 1902, die auf den Wetterkarten für 7 Uhr morgens einen gut erkennbaren Gradienten zeigten. Aus 1369 Tagen wurden Windstärken und -Richtungen für acht Gradientrichtungen sowie für hohen und niedrigen Luftdruck zusammengestellt. Hier mögen nur die Gesamtmittel wiedergegeben werden. Unter Ablenkung ist der Winkel zwischen Wind- und Gradientrichtung verstanden.

	Ablenkung Grad			Windstärke mps				
	Winter	Sommer	Mittel	Winter	Sommer	Mittel	Winter	Sommer
Eiffelturm, 305 m über dem Boden, 286 m über dem Bureau central	67.7	72.7	69.6	11.35	7.16	9.27	9.9	7.8
Bureau central, 21 m über dem Boden	52.6	57.3	54.9	2.34	2.09 (0—9)	2.22	2.4	2.1
Parc St. Maur	43.6	49.0	45.7	1.59	1.05	1.32	Nach Angot	
Gradient (mm pro Äquatorgrad)	—	—	—	1.58	1.06	1.32	1890—1894	

Unter vereinfachenden Annahmen integriert Åkerblom die hydrodynamischen Grundgleichungen und ermittelt durch ein Näherungsverfahren aus den Beobachtungsergebnissen vom Eiffelturm und Bureau central die in den Gleichungen vorkommenden Konstanten, insbesondere den Koeffizienten der inneren Reibung. Dieser erweist sich infolge der unregelmäßigen Vermischungen, des Luftaustausches zwischen den verschiedenen Höhenschichten und der lokalen Wirbel so groß, daß dagegen der durch Laboratoriumsversuche von Fabry und Perot festgestellte Wert für kontinuierliche störungsfreie Bewegung verschwindet. Die Reibung ist im Sommer größer als im Winter, entsprechend dem größeren vertikalen Temperaturgradienten. Für die Reibung an der Unterlage erhält Åkerblom aus seinen Formeln andere Werte, als sie sich aus den vereinfachten Gleichungen von Guldberg und Mohn ergeben, da die Annahme, daß die Resultierende der Reibungskräfte genau der Windrichtung entgegengesetzt sei, bei diesen gemacht ist, während sie nach jenen nicht zutrifft.

Um die tägliche Periode der Windstärke sowie des Winkels zwischen Gradient und Windrichtung zu untersuchen, sind 677 Tage ausgewählt, an denen der Gradient von 7 Uhr

Digitized by Google

morgens bis zur gleichen Stunde am nächsten Tage seine Richtung um weniger als 35° änderte. Für die Zwischenstunden ist der Gradient durch lineare Interpolation gefunden. Es seien hier die Mittelwerte für 326 Sommertage angeführt, nebst den mittleren Beträgen der senkrechten Temperaturabnahme nach Angot.

Stunde	3^h	6	9	Mittag	15	18	21	24
			Temperaturunterschied °C					
Parc St. Maur—Eiffelturm	*— 0.74*	0.17	3.24	3.47	3.02	2.06	0.12	— 0.49
			Windablenkung in Graden					
Eiffelturm	75.6	73.3	*67.7*	69.1	69.7	74.5	73.6	77.0
Parc St. Maur	*40.9*	41.2	54.7	55.1	60.7	62.1	55.3	48.5
Differenz	34.7	32.1	13.0	14.0	*9.0*	12.4	18.3	28.5
			Windstärke					
Eiffelturm mps	9.29	8.28	*6.44*	7.60	7.77	7.84	9.26	9.72
Parc St. Maur (0—9)	1.02	1.05	1.41	1.70	1.63	1.31	*0.96*	1.08

Wie zu erwarten, stellt sich ein deutlicher Zusammenhang heraus zwischen dem Gange der Windstärke und -Richtung und dem des senkrechten Temperaturgefälles. Gegen Mittag, zur Zeit der stärksten vertikalen Temperaturabnahme, ist auch die gegenseitige Beeinflussung der oberen und unteren Luftströmung am deutlichsten. Richtung und Stärke gleichen sich dann am meisten aus.

J. Schubert.

Rijckevorsel, E. van: Konstant auftretende sekundäre Maxima und Minima in dem jährlichen Verlauf der meteorologischen Erscheinungen. Rotterdam 1905 bis 1907. 4°. 89, 15 und 24 S., 9 Tafeln.

Ein außerordentlich umfangreiches Beobachtungsmaterial ist von dem Verfasser in der vorliegenden Arbeit gesammelt und zusammengestellt worden. In zahlreichen Tabellen sind Tagesmittel langjähriger Beobachtungen von Luftdruck, Temperatur, Niederschlag und anderen meteorologischen, sowie erdmagnetischen Erscheinungen gegeben. Für jeden Tag wurde nicht der direkt gefundene Mittelwert benutzt, sondern das Mittel zwischen diesem und den Mittelwerten der zwei, drei, vier vorhergehenden und folgenden Tage, z. B. für den 18. eines Monats nach dem Schema $\frac{16 + 17 + 18 + 19 + 20}{5}$ gebildet. Diese so gefundenen Werte wurden sodann durch Kurven graphisch dargestellt.

Die Arbeit umfaßt vier Abteilungen, von denen die beiden ersten die Temperatur, die dritte den Luftdruck und die vierte den Niederschlag behandeln. 65 Kurven geben die Mittelwerte der Temperatur von Stationen, die über die ganze Erde verteilt sind, wobei natürlich die Orte der nördlichen Erdhälfte überwiegen, da von der südlichen Erdhälfte nur wenig gute langjährige Beobachtungsreihen vorhanden sind. Derartige Temperaturkurven zeigen nun bekanntlich nicht nur die stark hervortretenden Sommermaxima und Winterminima, sondern sie weisen, wie schon Hellmann, später Kremser in der graphischen Darstellung der Pentadenmittel und Marten in seiner Abhandlung über Kälterückfälle festgestellt haben, eine fortwährende Aufeinanderfolge mehr oder weniger stark hervortretender kleiner Maxima und Minima auf. Mit diesen kleinen Zacken im Verlauf der Kurven beschäftigt sich die Rijckevorselsche Arbeit. Um diese Zacken recht deutlich zur Anschauung zu bringen, legt der Verfasser im weiteren Verlauf seiner Arbeit eine einfache Sinuskurve von der Form

$$t = a + b \cdot \sin T + c \cdot \cos T$$

zugrunde. Hierin sind t die Differenzen der Tagesmittel von der mittleren Jahrestemperatur, T die seit Anfang des Jahres verflossene Anzahl Tage, a, b, c Konstanten, deren erste in diesem Falle gleich 0 ist. Die Konstanten b und c wurden mittels der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt. Der Verfasser vereinigt zunächst die Beobachtungen von drei Stationen, von denen ihm die längsten Reihen zur Verfügung standen, nämlich Niederland (d. h. Stationen in dem Dreieck: Leiden, Utrecht, den Helder) mit 170, Paris mit 130 und Basel mit 110 Jahren zu einer Kurve. Dieses Verfahren wiederholt er des weiteren mit den Beobachtungen von zehn Stationen, Niederland, Paris, Basel, Mailand, Kopenhagen, Wien, Warschau, Breslau, Wilna und Petersburg, an denen länger als 100 Jahre beobachtet worden ist. Die beiden so gewonnenen Kurven werden darauf zu einer Kurve vereinigt und diese als Normalkurve der Temperatur bezeichnet. 12 Gruppen von Tagen nennt der Verfasser charakteristische Punkte der Kurve, welche ähnlich wie die von

Digitized by Google

Quetelet für Brüssel auf Grund 30jähriger Beobachtungen gefundenen auf folgende Tage fallen: 12. bis 18. Februar, 10. bis 19. März, 17. bis 26. April, 5. bis 13. Mai, 20. bis 25. Mai, 23. bis 30. Juni, 5. bis 13. Juli, 10. bis 24. August, 5. bis 17. September, 19. bis 30. Oktober, 10. bis 20. November und 6. bis 15. Dezember. Es erscheint etwas zweifelhaft, daß allein diese 12 Punkte gerade die charakteristischen der Kurve sind, z. B. ist eine Zacke im Anfang Juni wohl ausgeprägter als ein großer Teil der vom Verfasser angeführten.

Das Ergebnis der ersten Abteilung wäre also kurz zusammengefaßt folgendes: In dem jährlichen Verlauf der Temperatur sind charakteristische sekundäre Maxima und Minima vorhanden, die sicherlich auf der nördlichen Halbkugel und wahrscheinlich auf der ganzen Erdoberfläche konstant auftreten. Sind nun derartige kleine Maxima und Minima, deren Entstehung wohl auf kosmische Ursachen zurückzuführen wäre, wirklich auf der ganzen Erdoberfläche vorhanden, so müssen dieselben auch auftreten, wenn man aus beliebigen Stationen und beliebigen Jahren ein Mittel bildet.

In der zweiten, dritten und vierten Abteilung wendet der Verfasser diese Methode auf die drei meteorologischen Elemente Luftdruck, Temperatur und Niederschlag an. Für die Temperatur standen 3636 Beobachtungsjahre, von denen 225 auf die südliche Erdhälfte fallen, zur Verfügung. Es sind die Kurven der nördlichen und südlichen Erdkugel gegeben, in denen die großen Maxima und Minima nach der oben angegebenen Methode entfernt wurden, und zwar wurde für die erste die Formel

$$t = -3.376 \sin T - 9.519 \cos T$$

bei einem Jahresmittel $+ 8.7^0$ und für die zweite die Formel

$$t = +1.369 \sin T + 4.286 \cos T$$

bei einem Jahresmittel $+ 19.1^0$ angewendet. Aus beiden Kurven wurde nach Entfernung einer auftretenden halbjährigen Periode die Hauptnormalkurve der Temperatur gewonnen. Für den Luftdruck wurden 2755 Jahre benutzt, von denen 119 auf die Tropen, von 20^0 NBr. zu 20^0 SBr. gerechnet, 2255 Jahre nördlich und 381 südlich von diesem Gürtel fallen. Der Gang des Luftdruckes wird dann ebenfalls durch Kurven graphisch dargestellt. Zum Schluß der dritten Abteilung kommt der Verfasser zu folgendem Ergebnis: „Der jährliche Gang der Temperatur, sowie der des Luftdruckes zeigt periodische Änderungen, welche sich durch eine trigonometrische Reihe darstellen ließen, wovon verschiedene Koeffizienten nicht gleich 0 sein würden. Das erste Glied einer solchen Reihe würde den jährlichen Gang der Erscheinung angeben, die folgenden Glieder kleinere Wellen, von denen es noch ganz unentschieden ist, ob sie für beide Erscheinungen einige Ähnlichkeit untereinander haben oder nicht. Diesem allen wie aufgesetzt treten dann die kleineren, vorläufig noch immer als nicht periodisch anzusehenden Zacken auf, welche Zweck meiner Untersuchung und offenbar für die Temperatur und den Luftdruck sehr ähnlich sind, ja, sich wahrscheinlich bei genügendem Material als identisch erweisen würden."

Für den Niederschlag wurden 5864 Beobachtungsjahre verwendet. Von diesen fallen gegen 3000 auf Europa, über 1100 auf Ostindien und ungefähr 1800 Jahre auf die übrigen Weltteile. Für eine so willkürlich auftretende Erscheinung, wie den Niederschlag, wird es natürlich, und zwar besonders für die Sommermonate, die Zeit der starken Gewitterregen, sehr schwierig sein, verschiedene kleine Perioden in dem jährlichen Verlauf nachzuweisen. Es zeigt auch die Niederschlagskurve nur geringe Ähnlichkeit mit denjenigen für Luftdruck und Temperatur, die in vielen Punkten ebenfalls voneinander abweichen.

G. Wussow.

Bibliographie.

Anleitung für die Meteorologischen Stationen im Großherzogtum Baden. Karlsruhe, G. Braun 1908. 8°. 48 S. — Diese neue Ausgabe ist von Prof. Dr. Schultheiss bearbeitet worden.

Annales de l'Observatoire Physique Central Nicolas 1903. Supplément, rédigé par A. V. Voznessensky. 4°. Irkoutsk 1906. 4 Bl., IX, 107 S. — Enthält: Observations météorologiques des stations du 2. ordre près du Lac Baikal et résultats des régistrations des appareils enrégistreurs pour l'année 1903.

Annuaire météorologique pour 1908 publié par les soins de A. Lancaster (Observatoire Royal de Belgique). Bruxelles 1908. 12°. VI,

Digitized by Google

488 S., 2 Tafeln. — Enthält unter anderem A. Lancaster: Constantes météorologiques de Bruxelles-Uccle; A. Lancaster: Le climat de la Belgique en 1908; ascensions de ballons-sondes en Belgique.

Aspirations-Psychrometer-Tafeln, herausgegeben vom Königlich Preußischen Meteorologischen Institut. Braunschweig (Fr. Vieweg u. Sohn) 1908. 4°. XIV, 90 S., 2 Doppelblätter. Preis 6 ℳ.

Behre, Otto: Das Klima von Berlin. Eine meteorologisch-hygienische Untersuchung. Berlin, Otto Salle 1908. 8°. 2 Bl., 158 S. Preis 5 ℳ. — Mit Unterstützung des Berliner Zweigvereins der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft.

Beobachtungen mit bemannten, unbemannten Ballons und Drachen sowie auf Berg- und Wolkenstationen im Jahre 1906. (Veröffentlichungen der internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt. Herausgegeben von Prof. Dr. H. Hergesell.) Straßburg, Du Mont Schauberg 1908. 4°. 632 S. — Enthält die vollständigen Beobachtungsergebnisse der an den „internationalen" Tagen ausgeführten Aufstiege.

Bigelow, Frank Hagar: Studies of the thermodynamics of the atmosphere. Washington 1907. 4°. Reprints from the Monthly Weather Review, Jan., Febr., March, June, July, Aug., Oct., Nov. and Dec. 1906. (U. S. Department of agriculture, Weather Bureau No. 372).

—: The relations between the meteorological elements of the United States and the solar radiation. New Haven 1908. 8°. S.-A. American Journal of Science. Vol. XXV, S. 413—430.

Bulletin annuel de la Société Astronomique et Météorologique de Port-au-Prince, fondée le 30 janvier et autorisée le 15 février 1905. Année 1907. Port-au-Prince 1908. 4°. 18 Bl., VI S. — In dem Jahrbuche werden diesmal an Stelle der Monatsmittel von Port-au-Prince die Beobachtungen um 7^a, 2^p, 9^p und außerdem Monatsmittel von 6 anderen Stationen auf Haiti gegeben.

Dekaden-Monatsberichte (vorläufige Mitteilung) der Königl. sächs. Landes-Wetterwarte. 1906. Jahrgang IX. Hierzu: Jahressummen des Niederschlages, Normalwerte, Abweichungen von den Normalwerten, größte Tagesmengen — Zahl der Tage mit Niederschlag überhaupt und mit Tagesmengen verschiedener Stärke in dem Jahre 1906 von allen Stationen. Herausgegeben von Paul Schreiber. Dresden 1906. 4°. 1 Bl., 111 S.

Eredia, Filippo: I venti nello stretto di Messina. Roma 1908. 8°. 19 S. S.-A. Rivista Marittima Marzo 1908.

Fassig, Oliver Lanard: The Climate and Weather of Baltimore. Prepared by direction of Willis L. Moore, Chief of U. S. Weather Bureau. (Maryland Weather Service. Special Publication, Volume II). Baltimore, The Johns Hopkins Press 1907. 8°. 515 S., 24 Tafeln.

von Ficker, Heinz: Zur Meteorologie von West-Turkestan. Wien 1908. 4°. 35 S. S.-A. Denkschrift d. Wiener Akad., math.-naturw. Kl., Bd. LXXXI. Preis 1.95 ℳ.

Fischli, Fritz: Das Verhalten der meteorologischen Elemente und Erscheinungen in der Vertikalen. Bern, Gustav Grunau 1908. 8°. 129 S., 12 Tafeln. Preis 5 ℳ.

Garriott, E. B.: Notes on frost. Washington 1908. 8°. 31 S. (Farmers' Bulletin 104, revised). — Zur Belehrung des Landwirts über Zeiten des ersten und letzten Frostes in den Vereinigten Staaten, Schutz gegen Nachtfrost u. dgl. bestimmt.

Gräter, A. S.: Das neue Weltbild nach dem Niedergang der mechanischen Naturauffassung am Ende des zweiten nachchristlichen Jahrtausends. Stuttgart, A. S. Gräter 1907. 8°. 167 S. Preis 3.50 ℳ.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1906. Aachen. Herausgegeben im Auftrage der Stadtverwaltung von P. Polis. Jahrgang XII. Karlsruhe 1908. 4°. 57 S., 1 Tafel. — Enthält als wiss. Beilage: Der Gewittersturm am 14. August 1906 im bergischen Lande.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1903. Königreich Sachsen. Mit einer Vorarbeit: Formeln und Tabellen 1. aus dem Gebiete der Thermodynamik, 2. zur Ermittelung der Sonnenörter, mit 9 Tafeln vom Herausgeber. Herausgegeben von Paul Schreiber. Dresden 1908. 4°. 2 Bl., 36, 180 S., 6 Tafeln.

Jahres-Übersicht der Beobachtungen der meteorologischen Station Davos. 1907. Anhang zu den vom Kurverein Davos herausgegebenen Monatswetterkarten. Davos-Platz, o. J., qu.-fol. 2 Blatt.

Mac-Auliffe, L.: Notions nouvelles en climatothérapie. Préface de Zimmern. Paris, Octave Doin 1908. 8°. III, 117 S., 1 Bl.

Momber, A.: Friedrich Ernst Kayser. Sein Leben und Wirken. Danzig 1908. 8°. S.-A. Schriften Naturf. Ges. Danzig. N. F. XII. Band, S. 58—74. — Warm empfundener Nachruf auf den unter anderem durch seine Arbeiten über Wolkenmessungen bekannten Astronomen.

Niederschlagskarte der Rheinprovinz. Auf Grund 10jähriger Beobachtungen 1894 bis 1903. Herausgegeben vom Meteorologischen Observatorium Aachen, entworfen von dessen Direktor P. Polis. Essen-Ruhr, G. D. Baedeker. Wandkarte im Maßstab 1:175000. 4 Bl. — Dazu gehört ein von P. Polis herausgegebener „Erläuternder Text zur Niederschlagskarte der Rheinprovinz nebst den angrenzenden Teilen von Hessen-Nassau und Westfalen". Essen 1908. 8°. 34 S.

Observations faites à l'Observatoire Météorologique de l'Institut Agronomique de Moscou 1906. Moscou 1908. 8°. XXIII, 72 S.

Overbeck: Beiträge zur Klimatologie Meißens. Meißen 1906. 4°. Jahresber. d. Fürsten- und Landesschule St. Afra in Meißen 1905/06. Preis 2.50 ℳ.

Pini, E.: Osservazioni meteorologiche eseguite nell' anno 1907 col riassunto composto sulle medesime. Milano 1908. 4°. 57 S. (R. Osservatorio di Brera in Milano).

Pringal, Erich: Über den wesentlichen Einfluß von Spuren nitroser Gase auf die Kondensation von Wasserdampf. (Inaug.-Dissertation). Marburg 1908. 8°. 62 S., 2 Tafeln.

Rolf, Bruno: Observations météorologiques à Vassijaure I. 10 juillet 1905—31 juillet 1906, avec introduction par Fredr. Svenonius et J. Westman. Upsala 1907. 4°. XXIV. 152 S., 5 Taf. (Appendice aux observations météorologiques suédoises. Vol. 48. 1906).

Sommerville, D. M. Y.: Sunset and twilight curves, and related phenomena. Edinburgh 1908. 8°. S.-A. Proceedings Royal Soc. of Edinburgh. Vol. XXVIII, S. 311—337.

[Southport.] The Fernley Observatory Southport. Report and results of observations for the year 1907, with one appendix. By Joseph Baxendell. Southport 1908. 4°. 33 S.

Stonyhurst College Observatory. Results of meteorological and magnetical observations, 1907. With report and notes of the director Rev. W. Sidgreaves. Liverpool 1908. 8°. XIII, 65 S., 3 Tafeln.

Versiag van het college van curatoren en van den hoofdirecteur van het Kon. Nederlandsch Meteorologisch Instituut over het jaar 1907. s'Gravenhage. 8°. 24 S.

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Regenmesser

(System Dr. Hellmann)

eingeführt bei den Meteorolog. Zentralstationen in Württemberg, Baden usw.,

empfiehlt in solider Ausführung mit verbesserter Aufhängevorrichtung

Gustav Rühle

STUTTGART, Gymnasiumstr. 20.

Unabhängig, einfach, sicher, sauber und beinahe kostenlos im Betriebe ist

„Mita"-Reform-Licht

Für jed. Projektionsapparat. Für jed. Projektionsapparat.

Wer mit angenehmer, zuverlässiger Lichtquelle 33 facher Vergrößerungskraft in Familie, Schule und auf Reise arbeiten will, fordere Prospekt und Gebr.-Anw. vom Händler, oder direkt von

Siegel & Butziger Nachf., Dresden 41.

Verlag von Otto Salle in Berlin W. 30.

Technik des physikalischen Unterrichts

nebst Einführung in die Chemie.

Von

Dr. Friedrich C. G. Müller

Professor am von Saldernschen Realgymnasium zu Brandenburg a. H.

Mit 251 Abbildungen im Text. — Preis geh. 6 Mark, gebd. 7 Mark.

Der angehende Lehrer der Physik bedarf eines führenden Buches, in dem das zusammengestellt und verarbeitet ist, was der Experimentalunterricht modernen Zuschnitts an Einrichtungen, Apparaten und sonstigen technischen Hilfsmitteln erfordert und welches eine Anweisung gibt, wie diese Hilfsmittel am besten zu verwenden sind.

Physikalische Freihandversuche.

Unter Benutzung des Nachlasses von

Prof. Dr. Bernhard Schwalbe

weil. Geh. Reg.-Rat und Direktor des Dorotheenstädt. Realgymnasiums zu Berlin.

Zusammengestellt und bearbeitet von

Hermann Hahn

Professor am Dorotheenstädt. Realgymnasium zu Berlin.

I. Teil: **Nützliche Winke. Maß und Messen. Mechanik der festen Körper.** Mit 269 Figuren im Text. Preis geheftet 3 Mark, gebunden 3,75 Mark.

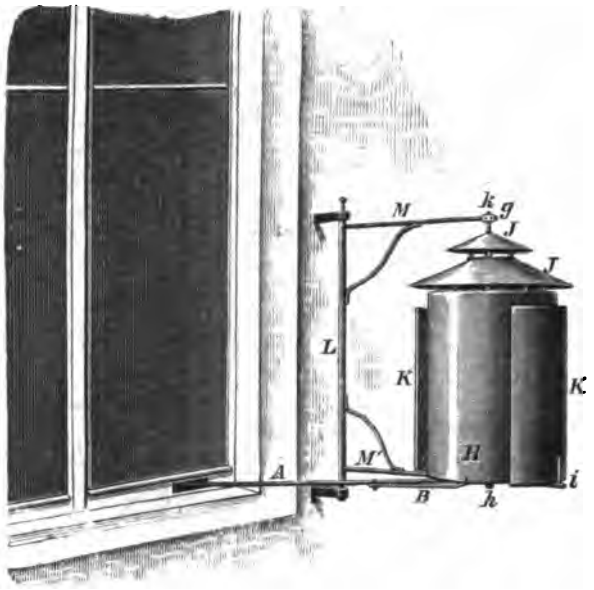
II. Teil: **Eigenschaften der Flüssigkeiten und Gase.** Mit 569 Figuren im Text. Preis geheftet 5 Mark, gebunden 6 Mark.

Ankündigungen

von Meteorologischen Apparaten, Vermessungsinstrumenten, Optischen Instrumenten, Photographischen Apparaten, Physikalischen Apparaten, Geodätischen, mathematischen u. nautischen Instrumenten, Astronomischen Instrumenten, Zeichen-Utensilien usw. haben in der „Meteorologischen Zeitschrift" besten Erfolg und werden mit nur 30 Pfg. die gespaltene 8 cm breite Petitzeile berechnet.

Bei Wiederholungen hoher Rabatt.

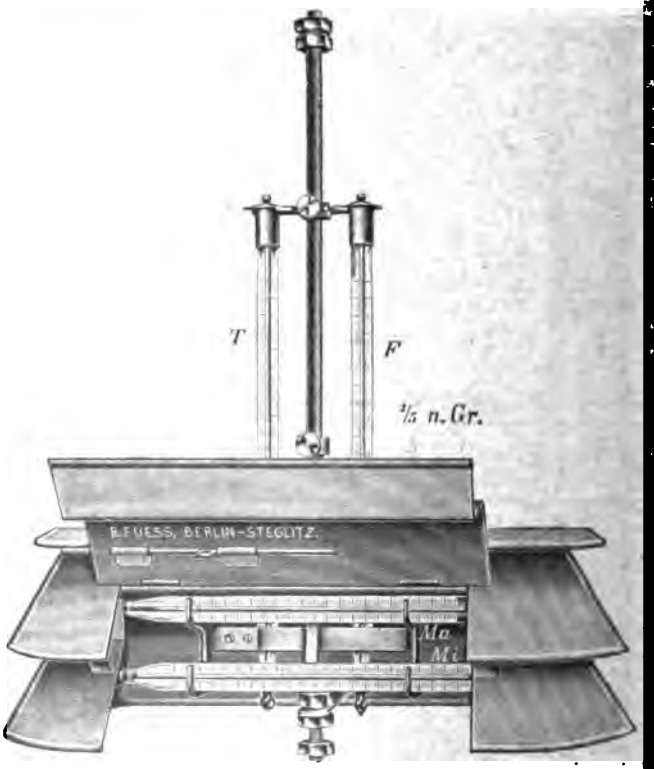
Digitized by Google



R. FUESS

VORMALS J. G. GREINER JR. & GEISSLER

STEGLITZ bei **BERLIN,** Düntherstr. 8.



☞ Diesem Hefte ist ein Prospekt beigelegt von der **Optischen Anstalt C. P. Goerz, Akt.-Ges., Berlin-Frie**
petr. Preisausschreiben für einen Wettbewerb in der Ballon-Photographie.

Digitized by Google

1908 Heft 7 Juli

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. R. SÜRING
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXV, zugleich Bd. XLIII der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".

INHALT.

Seite
K. Kähler: Registrierungen des luftelektrischen Potentialgefälles an nahe benachbarten Stationen. II. Mitteilung. 289
D. Smirnow: Über das Aktinometer Violle-Savélief 299

Kleinere Mitteilungen:

Seite
M. P. Rudski: Nordschein am 30. Juni in Krakau 313
Reimann: Nordschein 313
Fr. Busch: Leuchtende Nachtwolken am Nordhorizont 314
Wilhelm Krebs: Die magnetische Störung vom 26. bis 29. März 1908 314
H. Mohn: Kugelblitz 314
A. Wolfer: Provisorische Sonnenflecken-Relativzahlen für das II. Quartal 1908 315
Jan Krčmář: Zum Klima von Sitka 315
Schwankungen in der thermischen Strahlung der Sonne 320
Wilhelm Schmidt: Absorption der Sonnenstrahlung in Wasser 321
O. Krümmel: Zum Problem der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer 323
J. Hann: Zur Frage der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer 324
J. Hann: Zum Klima von Massaua 325
A. Woeikow: Regenfall und Abfluß in den Tropen, nach Dr. A. Merz: Beiträge zur Klimatologie und Hydrographie Mittelamerikas. H. L. Abbot, Rainfall and outflow in the valley of the Chagres 326
Alexander G. Mc. Adie: Die wahre Mitteltemperatur von San Francisco, Kalifornien 330
Mohn: Neue Studien über das Hypsometer 332

Literaturbericht:

R. Süring: Aspirations-Psychrometer-Tafeln 332
G. Schwalbe: Behre, Otto, Das Klima von Berlin 333
R. Süring: Möller, Max, Zur Theorie der Bewegungsvorgänge 335

Bibliographie 335

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis ℳ 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1908

Digitized by Google

Meteorologische Zeitschrift.

25. Jahrgang 1908.

Vorzügliches Insertionsorgan.

Offizielles Organ der k. k. Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie und der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft.

Anzeigen und Beilagen
betr. Photographische Papiere u. Trockenplatten, Photograph. Apparate, Meteorolog. Apparate, Vermessungsinstrumente, Optische Instrumente, Physikalische Apparate, Geodätische, mathematische und nautische Instrumente, Astronomische Instrumente, Zeichen-Utensilien usw. haben besten Erfolg

Wir bitten, außer dem redaktionellen Teile auch den reichen **Inseratenteil** zu beachten.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 25 * 1908 * Heft 7.

Registrierungen des luftelektrischen Potentialgefälles an nahe benachbarten Stationen.

Von KARL KÄHLER.

(Aus dem Meteorologisch-magnetischen Observatorium Potsdam.)

Zweite Mitteilung.

II. Registrierung von Schneefällen.

Bei den Schneefällen, die im Laufe des letzten Winters gleichzeitig an den drei Stationen „Turm", „Wiese" und „Nuthe" registriert wurden, ist die Übereinstimmung der Kurven nicht immer ganz so in die Augen fallend als bei Regen [1]). Das liegt wohl im wesentlichen daran, daß schwacher und oft auch stärkerer und längerer Schnee nur geringe Abweichungen von den normalen positiven Gefällwerten zur Folge hat, während in der Regel schon ganz leichter Regen deutliche negative Zacken oder doch wenigstens eine Senkung der positiven Kurven bewirkt. Im allgemeinen wurde also die von Elster und Geitel [2]) und später besonders von Zölss [3]) hervorgehobene Tatsache bestätigt gefunden, daß bei Schnee im Gegensatz zu Regen die positive Schwankung überwiegt. Von den 28 [4]) Schneefällen, die in Tabelle I zusammengestellt sind, hatten 18, darunter fast alle diejenigen, die längere Zeit dauerten, zum weitaus größten Teile +-Gefälle, davon 10 überhaupt keine negativen Werte. Von den übrigbleibenden 10, bei denen das negative Vorzeichen überwog, sind die meisten kurze Schneefälle mit oft nur einer negativen Zacke. (Dabei ist auch ein deutliches regelmäßiges Senken der Kurven als negativ gerechnet worden.) Die negativen Werte sind häufig eine Folge der gleichnamigen Eigenladung der Schneeflocken [5]), wie sich mehrfach deutlich aus den gleichzeitigen Registrierungen des Potentialgefälles „Wiese" und der Niederschlagselektrizität daselbst ergibt [6]).

Ein starker Wechsel zwischen positiven und negativen Feldern ist im allgemeinen selten; doch tritt er beinahe regelmäßig auf, wenn Regen und Schnee gemischt fällt [7]). Etwa 10 solche meistens sich über mehrere Stunden erstreckenden Registrierungen sind in Tabelle I nicht mit aufgenommen worden. Auch die Eigenelektrizität des Gemisches zeigt fortwährende unübersehbare Schwankungen. Mehrfach konnte auch beobachtet werden, vor allem bei Temperaturen über Null, daß große, nicht mit Regen gemischte Flocken negative Felder erzeugten [8]).

Nicht mit einbegriffen in die oben erwähnten 28 Fälle sind die ebenfalls in Tabelle I enthaltenen Böen vom 23. und 28. Februar. Die vom 23. begann mit

---

[1]) Siehe Met. Zeitschr. 1908, S. 155.
[2]) Elster und Geitel, Wien. Ber. 99, 437 (1890).
[3]) B. Zölss, Wien. Ber. 112, 1448 (1903).
[4]) Dabei sind öfters mehrere unter gleichen Umständen aufeinanderfolgende als ein Fall gerechnet worden.
[5]) Elster und Geitel, Wien. Ber. 99, 437 (1890).
[6]) K. Kähler, Physikal. Zeitschr. 9, 258 (1908).
[7]) B. Zölss, a. a. O., S. 1444.
[8]) Y. Homma, Journ. of Tokyo College of Science XVI, 7, S. 16.

Digitized by Google

starkem negativen, die erste der drei aufeinander folgenden vom 28. mit steilen positiven, die beiden späteren mit negativem Wert. Bei der Eigenelektrizität des Schnees überwogen am 28. bei der ersten und dritten Böe die positiven, bei der mittleren die negativen Ladungen. (Am 23. war die Registrierung der Niederschlagselektrizität zur Zeit der Böe gestört.)

Tabelle I. Schneefälle im Winter 1907/08.

	Datum	Zeit u. Stärke des ✳-Niederschlages		Wind mps.	Zug	Verschiebg. der „Nuthe“	Gang des Gefälles zu Beginn	Weiterer Gang des Gefälles und Bemerkungen
W-Wind	4. I. . .	✳^{0,1} 9½-10¼^a, 11^a	0.04	W 4—6	W	4^m sp.	+	Meist +, 11a —-Wert.
		✳^{0,1} 6½^p, 8—12^p	0.3	W 3—4	„	4–5^m sp.	+	Später —-Werte.
	5. I. . .	✳^{0} fl. 10—11^a	0.0	WSW 4	„	3^m sp.	—-Bucht	
		✳^{1} 6—7^p	0.3	WSW 4	?	3^m sp.	+	Kleine zackige +-Werte.
	10. I. . .	✳^{1} 11½^p—1½^a	1.4	W 8	?	0^m sp.	stark +	Unruhige +-Werte.
	11. I.	✳^{0} 7^a	0.0	W 8	?	0^m sp.	—-Zacke	Später stratus, „Nuthe“ 2m später.
	1. II. . .	✳^{1} 9—10½^p	0.2	WNW 8—10	?	4^m sp.	+	Hohe zackige +-Werte, „Nuthe“ etwas andere Form der Schwankung.
	7./8. II. .	✳^{1} 11^p—5^a	1.8	W—WSW 5—7	?	3–4^m sp.	stumpf +	Später auch —-Schwankung.
	23. II. . .	✳Böe 7½^a	0.3	W 13—15	?	2^m sp.	—	Starke ±-Schwankung.
	28. II. . .	✳^{2} 10—10½^a	1.8	WSW 4—5	SW	2^m sp.	— stark	„ „
		✳Böe 2½—3^p	1.6	W 11	„	2^m sp.	+	„ „
		✳Böe 4^p	0.1	W 6	„	2^m sp.	—	„ „
		✳Böe 5^p	0.2	WSW—SW 3	„	2^m sp.	—	„ „
	13. III. .	✳^{0,1} 6¾^a—0^p, 1½^p, 4½—7^p	0.3	WNW abnehm. 9 auf 3	WNW, NW	3^m sp.	+	Zackige +-Schwankung, Vergleich der Kurven oft sehr schwer durch verschiedene Form und Größe der Zacken.
	14. III. .	✳^{0,1} 7^a—7^p	0.3	WNW 2—3	WNW, NW	3—4^m sp.	+	Nur +-Schwankung, Vergleich der „Turm“-, „Wiese“- und „Nuthe“-Kurven oft sehr schwer möglich.
SW-S-Wind	24. XI. .	✳^{1} 8½^a—2^p	1.2	S 4—5	?	0^m sp.	+	Nur +-Schwankung.
				SW 4—5	SW	2—3^m sp.		±-Schwankung.
	25. XI. .	✳^{1} 11¼^p—4^a	3.2	S—SSE 8	?	0^m sp.	+	Nur +-Schwankung, zuerst hohe, dann 4 Stunden kleine Werte mit Zacken.
	14. XII. .	✳^{1,2} 8^a—1½^p	9.6	SSE 6—9	?	0^m sp.	+	Positive, aber auch vielfach —-Werte.
	31. I. . .	✳^{0} mehrfach	0.0	SW 6—11	?	1—2^m sp.	—	Auf und unter Null.
	1. II. . .	✳^{0} „	0.1	SW 8—11	?	1^m sp.	—	„ „ „ „
			0.2					
	27. II. . .	✳^{0} 5—7^a,	0.2	SSW 6—8	SSW	1—2^m sp.	+	Nur +-Werte zuerst, 10—11a auch —-Werte.
		✳fl. 10—11^a	0.4					
E-Wind	23. XI. .	✳^{0} 4½^a—7^p	1.4	SE 5—3	E	2^m fr.	+	Meist +-, aber auch —-Werte.
	26. XII. .	✳^{0} 4—12^a	0.6	ENE 4	„	?	+	Niedrige, schwankende +-Werte, Vergleich mit „Nuthe“ unmöglich, Hauptgang gleich.
	27. XII. .	✳^{0} 9^a—abends	0.7	ENE 3—6	NE	1^m fr.	+	Hohe, später kleine +-Werte, Vergleich oft schwer, 10a—3p auch bei „Turm“ und „Wiese“.
	9. I. . .	✳^{1} 4½^a—abends	5.5	E 3—4	?	4—5^m fr.	+	Stumpfe +-Schwankung, abends auch längere negative Werte.
				3^p NNE 5	?	3^m fr.		
				5^p NNE 6—7	?	0—1^m fr.		
N-Wind	15. XII. .	✳^{0} 11¾^p	0.05	N 3—4	N	0^m		„Turm“, „Wiese“ sehr kurze hohe +-Zacke, „Nuthe“ geringe —-Werte.
	16. XII. .	✳^{0} 3—4¾^a	0·05	N 3—6	„	0^m	—	—-Wert mit +-Zacke.
	25. XII. .	✳^{0} 6¼—11^p	0·6	N 3	„	0^m	—	Später nur +-Gang, niedrige Werte.
		✳ 3¼^p	0.1	NNW 4	NW	1^m sp.	—	Schwacher —-Wert.
	10. I. . .	✳^{1} 0¾—2^a	0.5	NNE 5	?	1^m fr.	—	—-Wert mit +-Zacken.
	2. II. . .	✳^{0,1} 2—11^a	0.3	NW 5—8	?	?		
				N 3	?	1^m sp.	—	—-Zacken, „Nuthe“ am wenigsten, später +-Schwankung.
	14./15. III.	✳^{0,1} 10^p—9½^a	0.4	N 2	NNE	?		Vergleich zeitweise unmöglich.
							+	Nur +-, zackiger Gang, „Nuthe“ viel mehr Zacken, Identifizierung der Kurven unmöglich.

Digitized by Google

Ferner ist in der Statistik der 28 Schneefälle ein kurzer Schnee vom 15. Dezember nachts fortgelassen, der auf dem „Turm“ und der „Wiese“ sehr kurze, steile, positive Werte, auf der „Nuthe“ bei N-Wind gleichzeitig geringen negativen Wert verursachte. Vielleicht liegt diese Abweichung darin begründet, daß der senkrecht zur Linie Observatorium—„Nuthe“ sich fortpflanzende Schneeschauer über die eine Station mit dem Zentrum, über die zweite nur mit seinem Rand zieht. Doch bleibt dieser Fall vereinzelt.

Öfters ist, wie schon eingangs erwähnt wurde, ein Vergleich bei kleinen runden Störungen unmöglich, so am 26. Dezember und in der ersten Hälfte des Schneefalles vom 2. Februar, doch ist immerhin im Hauptgang durchaus Übereinstimmung. Vor allem stimmen ebenso wie bei Regen die Stationen „Turm“ und „Wiese“ fast immer überein. Einige Male macht auch hier bei kleinen, runden Schwankungen der Vergleich etwas Schwierigkeit; doch ist nur in zwei Fällen eine stärkere Abweichung ersichtlich: am 23. November, wo die „Wiese“ 7 bis 9^a allein kleine, stark unruhige Werte zeigt, während „Nuthe“ und „Turm“ einen ruhigen viel größeren positiveren Höcker aufweisen; und am 27. Dezember, wo ebenfalls die „Wiese“ $2^1/_2$ bis 6^p allein unruhige, kleine Zacken bildet, „Turm“ und „Nuthe“ dagegen ruhige höhere Werte beibehalten. In beiden Fällen ergibt ein Vergleich der Hygrographenkurven keinen Anhalt für eine Erklärung.

In der Kolumne „Verschiebung der „Nuthe“ der Tabelle I ist die Zeit angegeben, um welche die Störung im Vergleich mit „Turm“—„Wiese“ auf der „Nuthe“ später (sp.) oder früher (fr.) einsetzt. In einigen Fällen weicht die „Nuthe“kurve so stark von den übrigen ab, daß ein Zeitvergleich unmöglich ist (s. Tabelle I). In vielen Fällen erkennt man jedoch wenigstens in einigen Zacken eine Zeitdifferenz und sieht, daß sie wie beim Regen eine Funktion des Wolkenzuges ist. Jedoch wurde, weil dieser auch tagsüber wegen des meist gleichmäßig trüben Himmels sich nicht immer bestimmen ließ, die Trennung der Tabelle I in vier Gruppen nach der Windrichtung vollzogen, die wohl auch in den meisten Fällen nicht wesentlich vom Zuge abweichen wird. Man sieht, daß bei N- und S-Wind die Störung auf den Stationen gleichzeitig einsetzt, bei W-Wind tritt sie auf „Turm“ und „Wiese“, bei E-Wind auf der „Nuthe“ früher ein; bei Winden zwischen diesen Hauptrichtungen ist die Zeitdifferenz entsprechend kleiner. Ferner ist darauf hinzuweisen, daß auch hier ähnlich wie bei einigen Regen während mehrerer Schneefälle eine Änderung der Windrichtung deutlich eine Änderung der Zeitdifferenz zur Folge hat, so vor allem am 9. Januar und am 24. November. Eine Abweichung zeigt sich nur bei zwei Schneefällen am 10. und 11. Januar, die bei starkem W-Winde gleichzeitiges Einsetzen der Störung auf dem Observatorium und der „Nuthe“ hervorrufen. Es scheint also, als ob hier südlicher oder nördlicher Wolkenzug geherrscht hätte.

III. Registrierung von Gewittern.

Die im Sommer 1907 an den drei Stationen gleichzeitig registrierten Gewitter wirkten ähnlich auf das Gefälle ein wie die Regenböen [1]). Bei der überwiegenden Mehrzahl, die allerdings alle eine W-Komponente im Zuge enthalten, stimmen die Störungen auf der entfernteren „Nuthe“ durchaus mit den im Observatorium erhaltenen überein. Am ehesten läßt sich dies an der Vorderfront nachweisen, wo das Gewitter meistens erst allmählich auf das Potentialgefälle einwirkt und dabei

[1]) Met. Zeitschr. 1908, S. 157.

Digitized by Google

die Ausschläge noch nicht so großen und schnellen Schwankungen unterworfen sind wie im Zentrum der Störung.

Es finden sich nun aber bei den Gewitterzügen eine Reihe von neuen Erscheinungen. Während bei Regenfällen und Böen die Eintrittszeit auf der „Nuthe“ sich kaum um mehr als 5^m verzögerte, steigt dieser Unterschied bei Gewittern mehrfach auf das Doppelte. Dadurch erniedrigt sich die bei Regenzügen gefundene langsamste Zuggeschwindigkeit 4 mps. auf etwa 2 mps. oder 8 km in der Stunde. Wahrscheinlich gelten aber für Potsdam, wenigstens auf kurze Strecken hin, noch kleinere, vielleicht nur die halben Werte hiervon, weil sich eine Zeitdifferenz von 10^m auch bei SW- und NW-Zug des Gewitters findet. Den kleinsten beobachteten Zeitunterschied 1 bis 2^m zeigte ein starkes Nahgewitter mit reinem W-Zuge und stürmischer W-Böe am 21. Juni; es zog also mit einer Geschwindigkeit von 15 mps. oder 60 km in der Stunde. Eine Ausnahmestellung nimmt ein schwaches Nahgewitter vom 1. Juni ein, bei welchem die Störung auf beiden Stationen gleichzeitig eintrat (siehe Tabelle II). Bei diesem eigentümlichen Fall wirkte ein starker E-Wind der westlich fortschreitenden Gewitterstörung entgegen. Man könnte sich dieses dadurch erklären, daß mit dem E-Winde auch stark auf das Gefälle wirkende Luftschichten zogen, die dann der westlichen Wolkenwirkung gerade die Wage hielten. Eine solche Beeinflussung des Gefälles durch mit dem Winde sich bewegende Luftschichten wird dadurch direkt bewiesen, daß noch kurze Zeit vor dem Gewitter in den beiden Kurven Observatorium und „Nuthe“ Zacken vorhanden sind, die auf der „Nuthe“ 4^m früher auftraten; und ebenso finden sich nach dem Gewitter bei immer noch fortdauerndem E-Winde genau solche Zacken, die auf der „Nuthe“ 1 bis 2^m früher erkennbar sind [1]). Auf solche Wechselwirkung der Luftströmungen bei Gewitter deutet auch die Tatsache, daß mehrfach während derselben Störung die Zeitdifferenz von 5 bis 10^m schwankt, so am 18. Mai und 28. Juni (siehe Tabelle II). Eine zweite Erklärungsmöglichkeit dafür, daß am 1. Juni alle Stationen die Störung gleichzeitig aufweisen, wäre die, daß erst zwischen den Stationen die Gewitterbildung vor sich geht.

Weiter unterscheiden sich die Gewitterzüge von den Regenböen dadurch, daß sie sich oft schon lange langsam vorher im Gefälle bemerkbar machen, bevor der erste Donner notiert ist (siehe Tabelle II). Oftmals zeigen die „Turm“- und „Wiese“-Kurven bereits die Anzeichen des nahenden Gewitters, während die „Nuthe“ noch durchaus normalen Gang hat, vor allem bei Ferngewittern, so am 28. und 29. Juni, wo die „Nuthe“ eine volle Stunde später als das Observatorium die ersten Störungen, unruhig steigende Werte, aufweist. Ähnlich setzt während eines Nahgewitters am 1. Juli die „Nuthe“ erst eine halbe Stunde später mit den ebenfalls positiv beginnenden Schwankungen ein, um dann aber mit den anderen Stationen bis auf die in Tabelle II angegebene Zeitdifferenz übereinzustimmen.

An der Vorderfront der Gewitter überwiegt das positive Gefälle [2]). Von den 16 Fällen der Tabelle II (das W-Gewitter vom 24. Mai ist nicht mit berücksichtigt, weil sich sein Anfang von dem Ende eines vorangehenden nicht trennen ließ) begannen 10 mit +-, 6 mit —-Werten. Unter den 4 Fällen, bei denen überhaupt kein Regen fiel (2 cu-ni ohne Regen und Donner und 2 Ferngewitter), waren 3 an der Vorderfront positiv und 2 blieben es während der ganzen Störung. Die auch hier in 2 Fällen auftretenden negativen Werte scheinen also direkte Wolkenwirkung

[1]) Vgl. S. 8.
[2]) Vgl. B. Zölss, a. a. O., S. 1449.

Digitized by Google

zu sein, während in einigen anderen Fällen der nahe Zusammenfall des ersten Regens mit den ersten negativen Werten darauf hindeutet, daß der Lenardeffekt und vor allem wohl die Eigenladung der Niederschläge die Ursache sind.

Tabelle II. Gewitter im Sommer 1907.

	Datum	⌇ u. l. T.	Erster ⊕	Niederschlag mm	Windrichtung u. Stärke mps.	Verschiebg. der „Nuthe“	Gang des Gefälles zu Beginn	Bemerkungen
W u. WSW-Zug	18. V.	cu-ni $4^{3}/_{4}$—6p kein T.	kein ⊕	—	WSW 5, Böe W 7	9m sp. 5m sp.	Starker Anstieg +	Nur positive Schwankung.
	24. V.	Nah-⌇¹ 9p 18	⊕² $7^{1}/_{2}$–11p	24.0	W 4, NW 4	3m sp.	nicht zu erkennen, weil vorher S-⌇	±-Schwankung.
	1. VI.	Nah-⌇⁰ 4p 24	⊕ tr. 6p 2	0.4	E 8	0m sp.	4p 33 Sturz ins —	Vor und nach dem ⌇ bei E 2—3 Zacken, die auf der „Nuthe“ fr. auftreten.
	13. VI.	Nah-⌇² 8p 55	⊕² 8p 47	10.0	NNW 4—6	9m sp.	8p 26 Sturz ins —	±-Schwankung.
	21. VI.	Nah-⌇² 2p 0	⊕²⊿² 2p 18	7.2	W 7, Böe W 13—20	1—2m sp.	1p 36 steil +	
	29. VI.	Fern-⌇¹ 3p 9	⊕ tr. 4p 35	0.3	SE 2 Böe W 7 4p 20	10m sp.	+	„Turm“, „Wiese“ seit 2p unruhig steigend, „Nuthe“ erst seit 3p, dann Übereinstimmung.
	30. VI.	Nah-⌇¹ 8p 40	⊕¹,² 8p 50	7.0	8p 23—37 WNW 11	6m sp.	8p 28 + stark	Nach dem ⌇ bei E-Wind Zacken 1—2m fr.
	1. VII.	Nah-⌇¹ 7p 55	⊕¹,² 9p 5	10.0	8–$10^{1}/_{2}$p mehrf. N 7	5m sp.	+	„Turm“, „Wiese“ steigen seit 7p 36, „Nuthe“ erst seit 8p 6, 9p 2 erster —-Wert.
	31. X.	Fern-⌇¹ 5p 50	⊕¹ 6p 10	2.5	6p 0 W 8 Böe	5m sp.	—	±-Schwankung.
SW-Zug	2. VI.	Nah-⌇⁰ 4p 53	⊕² 6p 3	3.4	mehrf. Böe SW—W 9	2—3m sp.	Hohe +-Zacke	$4^{1}/_{2}$p später auch —
	21. VI.	cu-ni $7^{1}/_{2}$a kein T.	kein ⊕	—	SW 6 Böe	5m sp.	—	±-Schwankung.
	25. VI.	Nah-⌇⁰ 3p 28	⊕¹ 3p 29	1.2	Böe 3p 29 WSW 14 später W 17	3—5m sp.	Stark + seit 3p 24	Erst nach 4p negative Werte.
	28. VI.	Fern-⌇⁰ 5p 21	kein ⊕	—	S 3 später N 1	5m sp.	+	„Turm“, „Wiese“ seit 5p unruhig steigend, „Nuthe“ erst seit 6p, nur +-Schwankung.
		Fern-⌇² 9p 20	kein ⊕	—	SE 4 später W 4	10m sp. 5m sp.	+	Kurven unruhig steigend seit 9p, seit $10^{1}/_{2}$p auch negative Werte.
NW-Zug	30. IV.	Nah-⌇⁰ 7p 53	⊕¹ 7p 37	0.2	SW 1—3	3m sp.	—-Zacke seit 7p 10	Meist negativ.
	24. V.	Nah-⌇¹ 2p 27	⊕¹ 3p 7	3.6	Böe SW 7	10m sp.	—	Seit 2p 18 überall unruhig, 2p 27 senkrechter Sturz ins —, bleibt meist —.
S-Zug	24. V.	Fern-⌇⁰ 6p 23	⊕² 7p 35 —11p	24.0	$6^{1}/_{2}$p NE 2 8p S 4 $9^{1}/_{2}$p WNW 7	? 5m sp.	+ 7p 20	„Turm“, „Wiese“ $7^{1}/_{2}$p schwache —-Zacke, die + bleibt, 7p 45 stark ins —, „Nuthe“ bleibt +, 8p 0 kleine Zacke nach unten (bleibt +), dann stark ins +, später Übereinstimmung.

Die 16 ersten in Tabelle II enthaltenen Gewitter mit W-, SW- und NW-Zug bewirken, abgesehen davon, daß „Turm“ und „Wiese“ ihren Anzug oft bedeutend eher verraten als „Nuthe“, auf allen drei Stationen denselben Gang des Gefälles. Anders ein an letzter Stelle aufgeführtes Ferngewitter vom 24. Mai, das einzige, das südlichen Zug, also eine Zugrichtung senkrecht zur Verbindungslinie Observatorium-„Nuthe“ hatte. Bei diesem nur langsam heranziehenden Gewitter setzt an den beiden Observatoriumstationen, wo der erste Donner bereits vor $6^{1}/_{2}$p gehört wurde, etwas nach 7 Uhr die Störung mit langsamem +-Anstieg ein, der aber schon $7^{1}/_{2}$p durch einen flachen, $7^{3}/_{4}$p durch steilen negativen Wert unterbrochen wird. Die „Nuthe“ dagegen steigt ebenfalls schon vor $7^{1}/_{2}$p an und dieser Anstieg dauert bis $8^{1}/_{4}$p und wird nur durch einige kleine nach unten gerichtete Zacken unterbrochen.

Digitized by Google

Seit $8^1/_4{}^p$ scheinen dann, soweit es sich bei dem schnellen $\pm$-Wechsel übersehen läßt, die Stationen wieder übereinzustimmen. $9^1/_2{}^p$ dreht der vorher südliche Wind nach W und bewirkt jetzt deutlich eine Verspätung der „Nuthe"-Schwankungen um 5^m gegen das Observatorium. Es hat somit hier den Anschein, als ob das von S heranziehende Gewitter über dem Observatorium bereits mit seinem Zentrum steht, während die „Nuthe" immer noch das für die Randwirkung oft so charakteristische Ansteigen des Gefälles zeigt; später lösen dann westlich ziehende Gewitterwolken die südlichen ab und bringen wieder übereinstimmende Schwankung zustande. Der Fall ist jedoch zu vereinzelt, um endgültige Schlüsse zu gestatten; daher soll in diesem Sommer die Frage erneut untersucht werden.

Ihrer Wirkung nach ist eine in Tabelle II nicht enthaltene Störung vom 15. Mai zu den Gewittererscheinungen zu rechnen. An diesem zuerst heiteren Tage nahm nachmittags bei schwachem E, seit 5^p nach N drehendem Wind die Bewölkung zu. $5^p\,11$ steigen „Turm" und „Wiese" ruckweise an, „Nuthe" erst 25^m später und zwar scheint diese Verspätung in den nur positiven Schwankungen bis 7^p anzuhalten, wo sie in 4 bis 5^m übergeht. $8^p\,46$ und $9^p\,18$ unterbrechen 2 SW-Böen (8 bis 9 m) die Erscheinung; die erstere bewirkt überall Senkung der Kurvenwerte auf Null, die zweite, die von einigen Regentropfen begleitet ist, starke positive, dann auch negative Schwankung. Später scheint wieder eine Verspätung der „Nuthe" von 10^m zu bestehen, die aber zuletzt von 10 bis 11^p bei mäßigem WNW-Winde in 4^m übergeht. Nachts wurde übrigens schwaches Wetterleuchten beobachtet.

IV. Einfluß der Winde auf das Potentialgefälle.

Der Windeinfluß auf die Schwankungen des Erdfeldes ist fast unübersehbar vielseitig. Dies trat zum Teil schon bei den bisher behandelten großen Störungen hervor und zeigt sich auch weiterhin bei einer Reihe von Wirkungen, die nicht durch den Fall von Niederschlägen hervorgerufen oder von denselben begleitet wurden.

a) Böen ohne Regen und kurze Windstöße.

Zunächst sind die früher besprochenen Regen- und Schneeböen durch eine Anzahl zu ergänzen, bei denen kein Niederschlag registriert oder auch nur bemerkt wurde. Es sind im ganzen 8 oder vielmehr nur 7, da eine, die vom 8. Juni 7^a, obgleich von deutlichem Windstoß und Barographennase begleitet, ohne jeden Einfluß auf das Gefälle blieb. Die übrigen 7, die in Tabelle III zusammengestellt sind, zeigen alle nur eine einzige starke Abweichung vom normalen positiven Gange, und zwar 5 eine Abnahme des Gefälles, fast immer von kurzem, negativem Wert begleitet, und die übrigen 2 Zunahme, also eine positive Zacke. Man sollte meinen, daß für das Studium einer Böe gerade diese einfachsten Fälle am geeignetsten wären, weil bei ihnen die Wirkung des Niederschlages fortfällt. Man sieht jedoch, daß auch hier die Erscheinung nicht eindeutig wird, daß sogar im Gegensatz zu Regenböen und Gewittern die negativ wirkenden weit überwiegen.

Bei allen 7 Böen zeigt sich auf der „Nuthe" derselbe Ausschlag wie auf „Turm" und „Wiese" mit den von früher her bekannten Zeitdifferenzen: in den meisten Fällen, bei denen der westliche Zug überwiegt, Verspätungen von 2 bis 5^m und nur einmal, bei der von E herüber ziehenden Böe vom 15. April, eine Verfrühung von 4^m (siehe Tabelle III).

Digitized by Google

Tabelle III. Böen ohne Regen.

	Datum 1907	Wind mps.	Verschiebg. der „Nuthe“	Bemerkungen	Bewölkung
a) Negativ. Ausschlag	15. IV. . . .	10^a 38 E 8—13	4^m fr.	Beginn der Störung 10^a 42	cu
	18. IV. . . .	3^p 28 WNW 11	4^m sp.	„ „ „ 3^p 26	trübe
	2. V.	4^p 43 SSW 8—11	$1-2^m$ sp.	„ „ „ 4^p 41	„
	16. VI. . . .	7^p 40—50 W 9	3^m sp.	Max. der Störung 7^p 50	cu
	15. X.	11^p 39 W 13—14	5^m sp.	„ „ „ 11^p 46	trübe
b) Positiver Ausschlag	17. V.	5^p 3 W 9	4^m sp.	5^p 1 schwache Zacke	cu, str-cu
	16. VI. . . .	6^a 16 WSW 8	4^m sp.	6^a 16 positive Zacke	cu, str-cu

Zu diesen 7 Fällen, die alle deutlichen Windstoß, verbunden mit Barographennase aufweisen, treten dann noch eine Reihe von ähnlichen, bei denen jedoch keine Einwirkung auf den Luftdruck erkennbar ist. Am 2. Mai 1907, und zwar dreimal am Tage (SSW 6 bis 11 m, „Nuthe“ 1 bis 2^m sp.), 7. Mai (WNW 13, „Nuthe“ 3^m sp.), 16. Juni 6^p, (W 9, „Nuthe“ 4^m sp.), 19. Juni (W 12, „Nuthe“ gestört), 25. Juni (WSW 16, „Nuthe“ 5^m sp.) und am 16. Februar 1908 (W 8 bis 10, „Nuthe“ 3^m sp.) bewirkten diese Windstöße einen einmaligen kurzen negativen Wert oder doch deutliche Senkung der Kurven. Dabei war das Wetter durchaus nicht immer trübe; meist ist als Bewölkung cu, fr-cu notiert.

Aber auch ein Zusammenhang zwischen den Windstößen und positiven Zacken läßt sich häufig nachweisen. So stimmen am 1. Mai nachmittags nicht weniger als fünfmal Windstöße (WSW 7 bis 9) mit +-Zacken genau überein („Nuthe“ 2 bis 3^m sp.), ebenso viermal am 17. Mai (W 8 bis 9, „Nuthe“ 3 bis 4^m sp.) und dreimal am 16. Mai (WNW 8, 4^m sp.), sowie am 18. Mai (WSW 7, 3^m sp.). Diese positiven Zacken sind oft dadurch charakterisiert, daß sie am Schlusse eine kleine Senkung zeigen. Dies deutet darauf hin, daß auf die vom Winde bewirkte Steigerung des Gefälles oder Abnahme der Leitfähigkeit zuerst eine gegenwirkende Zunahme der Leitfähigkeit folgt, bis der normale Wert wieder erreicht ist. Erwähnt muß aber werden, daß ein solcher Zusammenhang zwischen Windstößen und Zacken doch nicht immer besteht. So ist bei drei weiteren ebenso starken Windstößen des 16. Mai von einer Wirkung auf die Kurven nichts zu sehen; ebenso am 27., 28. Mai, 13. Dezember (SW 10), 19. Dezember (W 9). Umgekehrt finden sich sehr oft +-Zacken im Potentialgefälle, ohne daß wiederum die Kurven der momentanen Windgeschwindigkeit und des Winddruckes ein Anwachsen erkennen lassen.

b) Längere, starke Windschwankung.

1. Starker Wind und Schneedecke. Längerer starker Wind hatte vielfach eine Erniedrigung der Gefällwerte zur Folge. In einigen wenigen Fällen scheint dies durch Berührung der Luft mit einer gefrorenen Schneedecke zustande gekommen zu sein [1]). So wurde am 10. Januar 1908 mittags bei heiterem Himmel und NNW-Wind, der eine Geschwindigkeit von 8 bis 9 m in der Sekunde besaß, eine deutliche Abnahme in allen drei Registrirungskurven bemerkt. Doch blieben die Werte überall positiv. Am Vortage, dem 9. Januar, an dem von 6 bis $8^1/_2{}^p$ bei trübem Wetter der nördliche Wind von 5 bis 8 m schwankte, zeigten „Turm“ und „Wiese“ ein ähnliches Verhalten, die „Nuthe“-Kurve jedoch wies in dieser ganzen Zeit stark unruhige, zackige Werte, die vielfach unter Null gingen, auf. Ebenso am 10. Januar, 4 bis $7^1/_2{}^a$, bei heiterem Himmel und N 5 bis 8; hier zeigten die „Turm“- und „Wiese“-Kurven sogar durchaus normalen positiven Gang. Der Einfluß des Windes

[1]) Vgl. Elster und Geitel, Wien. Ber. 101, 739 (1892); B. Zölss, a. a. O., S. 1443.

Digitized by Google

ist unmittelbar erkennbar bei einem Vergleich dieser letzten beiden „Nuthe"-Störungen mit den (auf dem „Turm" erhaltenen) Registrierungen der Windgeschwindigkeit; Anfang und Ende beider Schwankungen fällt ungefähr zusammen.

An beiden Tagen war die Temperatur unter Null und außerdem lag Schnee. Wahrscheinlich sind die negativen Ausschläge also eine Folge des vom Winde aufgewirbelten negativ geladenen feinen Schneestaubes. Wie die Ladung des Staubes zustande kommt, ob durch Reibung oder einfach durch Forttragen der negativen Erdladung, darüber geben die Registrierungen keinen Anhalt. Jedoch wird die Annahme, daß die Wirkung durch das Vorüberstreichen des Windes über die gefrorene Schneedecke zustande kommt, durch die starken Unterschiede der „Nuthe"-Kurven einer-, der Observatoriumkurven andererseits sehr wahrscheinlich: An der „Nuthe" sind größere ebene freie Flächen, über die der Wind ungehindert wehen kann, während das Observatorium ringsum von Wald umgeben ist. Daß die Erscheinung nur so vereinzelt auftrat, liegt vor allem daran, daß überhaupt nur an einer geringen Anzahl von Tagen eine Schneedecke vorhanden war.

2. Starker Wind und Staub. Es ist bekannt, daß starker Wind, der über größere Staubflächen streicht, ebenfalls negatives Gefälle verursachen kann. Dies ist in Algier[1]) und von F. Exner[2]) in Oberägypten beobachtet und später durch Registrierungen von Homma[3]) und Zölss[4]) bestätigt worden; von Homma ist auch durch Experiment gezeigt worden, daß Staub, an festen Gegenständen gerieben, negativ elektrisch werden kann.

Auch bei den Potsdamer Parallelregistrierungen tritt diese Wirkung in einer ganzen Reihe von Fällen deutlich hervor. Allerdings beschränkt sie sich, wie aus der Tabelle IV hervorgeht, auf heitere, trockene Frühlingstage im April und Mai. Die Störung fällt in der Kurve sofort auf: die Werte werden unruhig und eine Zacke folgt auf die andere, die absoluten Werte werden kleiner und oft sind sie lange Zeit negativ. Im April und Anfang Mai ergaben die gleichzeitigen Registrierungen der relativen Luftfeuchtigkeit gerade an diesen Staubtagen die geringsten Werte. Fast nie gehen die Werte über 40 Proz. und mehrfach bis nahe 20 Proz. herunter. Abweichend verhalten sich die vier Störungen Ende Mai und Anfang Juni, bei denen die Feuchtigkeit bedeutend größer war, am 21. und 23. Mai 50 bis 60, am 3. Juni 65, am 25. Mai sogar nahe 80 Proz. Am 3. Juni halte ich es für möglich, wenn nicht wahrscheinlich, daß die gleichmäßigen negativen Ausschläge auf eine andere Ursache, etwa anderswo gefallenen Regen, zurückzuführen sind, jedenfalls fehlen der Störung die charakteristischen Zacken; am 21., 23., 25. Mai wird es wohl trotz der größeren Feuchtigkeit Staub gewesen sein. Der 25. nimmt noch weiterhin dadurch eine Ausnahmestellung ein, daß bei ihm die Windschwankung ganz und gar fehlt. Im Gegensatz hierzu zeigten die beiden folgenden Tage, 26. und 27. Mai, bei weit geringerer Feuchtigkeit und schwankendem, ziemlich starkem NW-Winde überhaupt keine Einwirkung auf die „Turm"- und „Wiese"-Kurven. Die „Nuthe" war vom 21. bis 27. Mai leider wegen einer größeren Störung außer Betrieb gesetzt.

Sonst gibt gerade die „Nuthe"-Station, die im O und zum Teil auch im S von sandigen Feldern umgeben ist, während im W bald der Wald anfängt,

---

[1]) Vgl. A. Chauveau, Électricité Atmosph. I, S. 11.
[2]) F. Exner, Wien. Ber. 101, 397 (1899).
[3]) Y. Homma, a. a. O., S. 11.
[4]) B. Zölss, a. a. O., S. 1445.

Digitized by Google

deutlichen Aufschluß darüber, ob es sich um Staub handelt. An einer Reihe von heiteren Tagen im April gab sie mittags bei stark schwankendem E-Winde weitaus die größten negativen Ausschläge, die oft stundenlang unter Null bleiben, während die ringsum von Wald umgebenen beiden Stationen des Observatoriums viel geringere Wirkung aufweisen. Am 3. April zeigt sich auf „Turm“ und „Wiese“ überhaupt nichts, während die „Nuthe“-Kurve deutlich geringere Werte mit vielen nach unten gerichteten Zacken erkennen läßt. Noch größer als bei E-Wind ist der Unterschied zwischen Observatorium und „Nuthe“ bei stärkerem S- und SSW-Wind (21. April, 2. und 7. Mai). Gerade der südliche Wind streicht, bevor er zum Observatorium gelangt, über stundenlang sich hinziehenden Wald.

Tabelle IV. Starker Wind und Staub.

Datum	Windrichtung und Geschwindigkeit mps.	Bewölkung	Verschiebung der „Nuthe“	Art der Störungen und Bemerkungen
3. IV. 1907	mittags ESE 4—9	heiter	?	„Nuthe“ $0^1/_2$—$1^1/_2$p unruhig und kleinere Werte mit Zacken.
4. IV. . .	8^a—4^p ESE 5—9	cu, fr-cu	5^m fr.	„Nuthe“ 9a—3p stark unruhig mit negativen Werten, „Turm“, „Wiese“ schwächer.
10. IV. . .	6^a—6^p E bis 11	heiter	3—4^m fr.	„Nuthe“ 10a—5p, „Turm“ und „Wiese“ 11a—3p negative Werte.
11. IV. . .	9^a max., ESE bis 14	fr-cu	öfters 2^m fr.	Alle Kurven 9a negativ, „Nuthe“ bis 1p, „Turm“ und „Wiese“ bis 11a stark schwankende Zacken.
15. IV. . .	$10^1/_2{}^a$—6^p E 8—13	ci	öfters 4^m fr.	„Nuthe“ 11a—$3^1/_2$p negativ, „Turm“ und „Wiese“ mehrfach auf und unter Null.
21. IV. . .	seit $8^1/_2{}^a$ SSW 3—9	heiter	?	„Nuthe“ 10a—4p zeitweise negativ, „Turm“, „Wiese“ $8^1/_2$—11a, 3—6p unruhige Werte.
25. IV. . .	WNW-NW stürm. bis 7^p	str-cu, cu	2^m sp.	Überall negative Zacken 10a—5p, „Nuthe“ etwas tiefer.
2. V. . .	11^a—6^p SSW 4—11	cu, fr-cu	?	„Nuthe“ 1—4p kleine Werte, zeitweise negativ, „Turm“ und „Wiese“ nichts.
4. V. . .	$9^1/_2{}^a$—5^p W 8—18	str-cu, cu	2—3^m sp.	Alle Stationen 1—5p stark schwankende, negative Werte.
7. V. . .	seit 9^a S 5—6	heiter	?	„Nuthe“ kleine Werte 11a—2p mit Zacken, „Turm“ und „Wiese“ nichts.
8. V. . .	6^p E 9	„	?	„Nuthe“ 5—$6^1/_4$p negative Werte, „Turm“ und „Wiese“ nur etwas unruhig.
	10—11^p E 10	„	?	„Nuthe“ kleine Werte mit Zacken, „Turm“ und „Wiese“ nichts.
21. V. . .	W 3—7	cu	—	„Wiese“ $11^1/_2{}^a$—$2^1/_4$p, „Turm“ $11^3/_4{}^a$—2p starke Zacken, „Nuthe“ gestört.
23. V. . .	E 2—5	„	—	„Turm“ und „Wiese“ 11a—$0^1/_2$p negative Werte, „Wiese“ stärker, „Nuthe“ gestört.
25. V. . .	N 1—2	str-cu	—	„Wiese“ 1—3p negativ, 4p ebenfalls, „Turm“ nur 2p und 4p negativ, „Nuthe“ gestört.
3. VI. . .	WSW bis 10	fr-cu	3^m sp.	Überall $2^3/_4$—$4^1/_2$p starke negative Werte.
9. II. 1908	9^a—3^p NW 10—17	cu, fr-cu	?	Überall mittags tiefe Werte mit Zacken.

Starke NW- und W-Winde gaben dagegen auf allen drei Stationen gleiche Schwankung (25. April, 4. und 7. Mai abends, 9. Februar 1908). Hier dürfte das Bornstedter Feld, der im NW vom Observatorium gelegene Truppenübungsplatz der Potsdamer Garnison, der oft als große Staubwolke am Horizont kenntlich ist, die Ursache sein. Diese Wolke wirkt auf das hochgelegene Observatorium trotz des umgebenden Waldes ein, gelangt aber auch, nicht so stark vom Wald aufgehalten, zu der viel tiefer gelegenen „Nuthe“.

Aus diesen Unterschieden ergibt sich schon von selbst, daß oft ein Zeitvergleich der Schwankungen zwischen Observatorium und „Nuthe“ unmöglich sein muß; doch gelingt es auch bei E- und S-Wind, mehrfach in den Störungen ausgeprägte gemeinsame Zacken zu erkennen, die es gestatten, auf die Fortpflanzung der Staubzüge zu schließen. Man ersieht aus Tabelle IV, daß die Störungen bei E-Wind auf der „Nuthe“ 2 bis 5^m früher, bei NW- und W-Wind 2 bis 3^m später auftreten.

Digitized by Google

Es sind dies ungefähr die gleichen von den Regenzügen her bekannten Zeitunterschiede.

Der starke Zusammenhang der Gefälleschwankungen mit dem Wind tritt auch hervor durch direkten Vergleich der „Turm"- und vor allem der „Nuthe"-Kurven mit der auf dem „Turm" registrierten momentanen Windgeschwindigkeit. Die Ausschläge dauern vielfach nur genau so lange, als die starke Windschwankung anhält (vgl. Tabelle IV). Dagegen ist es kaum möglich, einen Zusammenhang zwischen den einzelnen Zacken der Windgeschwindigkeit mit denen der Staubstörungen im Gefälle heraus zu bekommen; wenn es auch manchmal den Anschein hat, als ob auch ein solcher Zusammenhang besteht.

Während die Staubwirkung am größten ist an trockenen, heiteren Tagen, ergeben einige starke Windschwankungen an bedeckten Tagen des Frühjahrs nur ganz geringe Störungen. So am 5. April, bei 70 bis 80 Proz. Feuchtigkeit und E 6 bis 10; doch sind die Kurven längere Zeit unruhig und außerdem läßt sich deutlich eine Verfrühung der „Nuthe"-Zacken um 3^m gegen das Observatorium nachweisen. Noch besser zeigt sich der Einfluß des bedeckten Himmels und der zunehmenden Feuchtigkeit am 7. Mai: mittags wirkte bei heiterem Himmel und sehr geringer Feuchtigkeit S-Wind von 5 bis 6 m Geschwindigkeit deutlich auf die „Nuthe" ein. Ein um 3 Uhr bei trübem Wetter und schnell um 40 Proz. steigender Feuchtigkeit einsetzender starker W-Wind (W 10 bis 13) hatte nur ganz geringen Einfluß auf alle drei Stationen („Nuthe" 2^m später). Zölss[1]) dagegen fand die Einwirkung starker Winde auf das Gefälle an bewölkten Tagen größer als an heiteren.

Tabelle V. Windzacken.

Datum 1907	Windrichtung und Geschwindigkeit mps.	Bewölkung	Verschiebg. der „Nuthe"	Art der Störungen, Bemerkungen
30. III. . .	E 1—6 bis 4^p	a-cu	$4—5^m$ fr.	4^p hören sowohl Windschwankung als Zacken auf.
2. IV. . .	10^a—5^p ESE 4—6	heiter	4^m fr.	Zacken in ruhiger, normaler Kurve.
3. IV. . .	ESE bis 6	„	4^m fr.	„ „ „ „ „
12. IV. . .	E 5—8	cu, fr-cu	$3—4^m$ fr.	Mehrfach +-Zacken.
13. IV. . .	Seit 7^a E 4—7	cu, fr-cu	$3—4^m$ fr.	Seit 7^a Zacken.
24. IV. . .	5^p bis Mn. WNW bis 17	str	$2—3^m$ sp.	Unruhige +-Zacken.
27. IV. . .	NNW 3—7	cu, str-cu	$0—2^m$ sp.	+-Zacken.
10. V. . . .	ESE 1—5	heiter	?	„Turm" und „Wiese" unruhige Zacken, „Nuthe" ruhiger.
11. V. . . .	7^a—6^p ESE 2—6	„	?	„Turm" und „Wiese" $7^a—5^1/_2{}^p$ unruhige kleine Zacken, „Nuthe" ruhiger.
13. V. . . .	$7^1/_2{}^a$—6^p ESE 3—7	„	?	„Turm" $7^1/_2—5^p$ viele kleine Zacken, „Wiese" weniger, „Nuthe" nichts.
16. VI. . .	2—4^p W 4—10	cu, fr-cu	$3—4^m$ sp.	Dichte +-Zacken überall.
3. XI. . .	mittags E 6—10	heiter	4^m fr.	Mittags Zacken in ruhiger Kurve
4. XI. . .	„ ESE 5—9	„	$3—4^m$ fr.	„ „ „ „ „
5. XI. . .	„ ESE 6—9	„	3^m fr.	„ „ „ „ „
6. XI. . .	„ ESE 4—7	„	3^m fr.	„ „ „ „ „
7. XI. . .	„ SE 4	„	3^m fr.	„ „ „ „ „
8. XI. . .	„ SSE 1—4	„	?	„ „ „ „ „

3. Sonstige Windwirkungen. Außer diesen ausgeprägten Störungen, die durch starken Wind hervorgerufen werden, treten nun noch fast täglich in den Kurven Zacken auf, die allen Stationen gemeinsam sind und an deren Verschiebung sich ebenfalls ein Zusammenhang mit der Windrichtung ergibt. In Tabelle V sind nur solche Tage zusammengestellt, in denen diese Zacken sich über längere Zeit erstreckten. Es ist schwer zu sagen, was die Ursache dieser Zacken ist. Es wäre nicht unmöglich, daß es sich auch hier um Staubwirkung handelt. Auch diese

[1]) B. Zölss, a. a. O., S. 1443.

Digitized by Google

kleinen Störungen im normalen Gange sind am häufigsten im Frühjahr und Frühsommer; allerdings zeigten sie sich auch sehr deutlich in einer langen Reihe von heiteren Tagen im November. Doch spricht das gegen die Einwirkung von Staub, daß die Zacken hier, im Gegensatz zu denen der Staubstörungen, nach + gerichtet sind, wie vor allem aus vereinzelten Zacken folgt; bei dicht aufeinander folgenden ist es oft schwer zu sagen, ob sie positive oder negative Richtung haben. Ich glaube daher, daß es sich hier nicht um Staub, sondern um eine Wirkung der mit dem Winde fortbewegten Luft allein handelt. Daß sich dieser Einfluß vor allem an heiteren Tagen zeigt, liegt daran, daß er bei trübem Wetter meist von anderen Einwirkungen überdeckt wird. Die Zacken sind auch an heiteren Tagen bei der gewählten Empfindlichkeit oft so klein, daß es hin und wieder unmöglich ist, die „Nuthe"- und Observatoriumkurven zu vergleichen. Doch zeigt sich vielfach die bekannte Abhängigkeit der Verschiebung von der Windrichtung (siehe Tabelle V). Ein weiterer Unterschied gegen die Staubwirkung besteht darin, daß die „Nuthe" nicht nur keine größeren Störungen, sondern mehrfach geringeren Einfluß aufweist, und das ebenfalls bei vorzugsweise E-Wind. Auch hier tritt der deutliche Zusammenhang mit dem Winde dadurch hervor, daß die Zacken vielfach morgens, wenn die Windschwankung beginnt, einsetzen und mit dieser ruhiger und schwächer werden.

Potsdam, Ende März 1908.

Über das Aktinometer Violle-Savélief.

Von D. Smirnow.

Die hervorragenden Eigenschaften des neuen Kompensationspyrheliometers von Ångström und seine praktischen Bequemlichkeiten sind jetzt allgemein anerkannt. Jedoch ersieht man aus einigen Vergleichen verschiedener Exemplare dieses Instrumentes, daß es, wie es scheint, nicht leicht ist, für dasselbe die höchste erreichbare Genauigkeit zu erhalten. Den 31. (18.) März 1907 beobachteten gleichzeitig in Moskau Prof. W. Michelson, S. Savinof und A. Hansky mit drei Kompensationspyrheliometern Nr. 48, 79 und 85 und erhielten im Mittel[1]):

$$\frac{Q_{79}}{Q_{48}} = 1.036 \text{ und } \frac{Q_{85}}{Q_{48}} = 1.014$$

mit der mittleren Abweichung der einzelnen Vergleichung von etwa ± 1 Proz. Liegen nun die Schwierigkeiten an der genauen Messung der Stromstärke[2]) oder an etwas anderem, jedenfalls muß man annehmen, daß manchmal, z. B. bei Beobachtungen auf Reisen oder in den Händen eines ungeübten Beobachters, die Vorzüge des Ångströmschen Instruments vor den einfacheren Instrumenten mit Quecksilberthermometern ganz verschwinden können. Vorliegender Artikel hat den Zweck, nachzuweisen, daß das Aktinometer von Violle in seiner Modifizierung durch den ver-

---

[1]) Protokolle der Sitzung der Russischen Abteilung der Internationalen Union für Sonnenforschung. St. Petersburg 1907.

[2]) Die Amperemeter waren bester Qualität von der Firma Siemens u. Halske und Weston. Auf Grund der Untersuchungen von Rosa und Babcock (Electrician 59, 339 [1907]) kann man annehmen, daß eine Veränderung der Schellackschicht mechanisch die Konstanten der Auffangsstreifen des Pyrheliometers beeinflussen kann.

Digitized by Google

storbenen R. Savélief[1]) als ein relatives Instrument für solche Fälle besondere Beachtung verdient. Die Genauigkeit der einzelnen Messung erreicht ± 1 Proz., die Beständigkeit des Reduktionsfaktors ist sehr befriedigend, wobei dieser Faktor, wie es scheint, sogar unabhängig von Vergleichungen mit absoluten Instrumenten, bis auf 3 bis 4 Proz. genau berechnet werden kann. Das bei der Untersuchung dieses Instrumentes am Observatorium in Pawlowsk erhaltene Material ist mir von S. J. Savinof freundlichst zur Verfügung gestellt worden, außerdem sind einige Resultate meiner in den „Mémoires de l'Acad. Imp. des Sc.", vol. XVI, 1904 in russischer Sprache erschienenen Abhandlung entnommen; die unten in Klammern angeführten Seiten beziehen sich auf diese Arbeit.

Zunächst wollen wir einige Ergebnisse der zahlreichen Vergleiche verschiedener Instrumente anführen, welche in Pawlowsk unter der Leitung von S. J. Savinof ausgeführt worden sind. Die beste Übereinstimmung mit dem Kompensationspyrheliometer von Ångström (im weiteren mit K-Pyrh. bezeichnet) gibt das Aktinometer von Violle-Savelief (mit Akt. V-S. bezeichnet), bedeutend schlechtere — das Differenzialpyrheliometer Ångström (bezeichnet mit D-Pyrh.), welches von Prof. O. Chwolson 1892 in Pawlowsk konstruiert wurde und dort als Normalinstrument diente, ebenso wie das Aktinometer von Chwolson (bezeichnet Akt. Chw.), wobei im Mittel während der ganzen Zeit das D-Pyrh. mit dem K-Pyrh. übereinstimmt, aber zeitweise, ganze Monate lang, bedeutend von ihm abweicht.

Wir geben zwei Reihen von Vergleichen:

25. April 1906.			30. April 1906.		
K-Pyrh.	Akt. V-S.	D-Pyrh.	K-Pyrh.	Akt. V-S.	Akt. Chw.
1.19	1.16	1.30	1.28	1.24	1.14
1.20	1.15	1.24	1.27	1.24	1.17
1.20	1.15	1.35	1.27	1.23	1.19
1.20	1.16	1.26	1.27	1.21	1.17
1.20	1.18	1.27	1.27	1.22	1.14
			1.25	1.21	1.14
1.20	1.16 ± 0.01	1.28 ± 0.02	1.27	1.22 ± 0·01	1.16 ± 0.02

Über die Zuverlässigkeit des Akt. Chw. kann man außerdem nach einer Arbeit von L. Gorczyński[2]) urteilen: Es erweist sich, daß der Reduktionsfaktor von 0.785 bis 0.900 variierte, wobei jeder Wert, wie es scheint, aus mehreren einzelnen Vergleichen bestimmt wurde. Endlich erhellt die Mangelhaftigkeit der früheren Instrumente deutlich aus Vergleichen des D-Pyrh. mit dem Akt. Chw., welche jährlich in den „Annales de l'Observ. Phys. Centr. Nicolas" publiziert werden. Z. B. 1904, S. XIX, finden wir 7 Werte für K von 1.03 bis 1.13, im Mittel 1.08 ± 0.03. Für 1903 finden wir auf S. XXVIII 22 einzelne Werte von K von 0.94 bis 1.16, im Mittel 1.05 ± 0.04; sogar die Jahresmittel des Wertes K schwanken im Verlaufe von 11 Jahren (1893 bis 1903) von 1.05 bis 1.10.

Es entsprechen also die Resultate der genauen Prüfung nicht den Schlußfolgerungen, zu welchen Prof. Chwolson in seinen bekannten Untersuchungen der aktinometrischen Methoden kommt[3]); man muß daher annehmen, daß wichtige theoretische Fehler gemacht wurden, die auch auf die Konstruktion des neuen Aktinometers von Einfluß gewesen sind. Was speziell das Aktinometer von Violle

[1]) R. Savélief, „Sur le degré de précision que l'on peut atteindre dans les observations actinometriques". Ann. de Chimie et de Phys. (6) 28, 394 (1893).

[2]) L. Gorczyński, „Sur la marche annuelle de l'intensité du rayonnement solaire à Varsovie et sur la théorie des appareils employés", p. 92. Varsovie 1906.

[3]) O. Chwolson, „Über den gegenwärtigen Zustand der Aktinometrie". Rep. f. Met., B. XV, N. 1 (1892), und „Aktin. Untersuchungen zur Konstruktion eines Pyrheliometers und eines Aktinometers". Rep. f. Met., B. XVI, N. 5 (1893).

Digitized by Google

anbetrifft, so muß man sagen, daß die strenge Kritik dieses Instrumentes seitens Langley[1]) und Chwolson unberechtigt war, und wir wollen nachzuweisen versuchen, daß sie in der Hauptsache auf Mißverständnis beruht: Die Methode von Violle wurde als eine statische verurteilt, während man aus der ersten Arbeit von Violle[2]) zweifellos gerade das Gegenteil ersieht[3]). Ja noch mehr, wir wollen zeigen, daß das sogenannte aktinometrische Prinzip von Desains, das auch Violle[4]) zur Grundlage diente, in Wirklichkeit alle anderen dynamischen Methoden umfaßt und daher besondere Beachtung der späteren Forscher hätte verdienen müssen.

Unsere Folgerungen können überraschend erscheinen, da sie den kritischen Untersuchungen von Langley und Chwolson widersprechen, welche von vielen als mustergültig anerkannt sind[5]); daher halten wir es für nötig, auch auf diese Untersuchungen einzugehen, wenn unsere Resultate ihnen widersprechen.

Das obenerwähnte Prinzip von Desains[6]) besteht darin, daß die Zufuhr von Wärme, welche von dem Thermometer, auf das die Sonnenstrahlen fallen, absorbiert wird, gemessen wird durch die Summe der Geschwindigkeiten der Erwärmung und Abkühlung des Thermometers, berechnet für einen beliebigen Moment, wenn die Temperatur des sich erwärmenden und abkühlenden Körpers gleich ist, d. h. durch die Summe $\left[\frac{\delta T_e}{\delta t} + \frac{\delta T_a}{\delta t}\right] T_e = T_a$, oder kurz $U + V$.

Dieser Satz bedarf keines Beweises, und folgende Differentialgleichungen sind auf ihn begründet:

$$\left.\begin{aligned} Q\,dt &= c\,dT_e + g\varphi(T_e, T_m, t)\,dt \\ 0 &= c\,dT_a + g\varphi(T_a, T_m, t)\,dt \end{aligned}\right\} \quad \ldots\ldots\ldots \quad (1)$$

Hier sind: Q Radiation, c Wärmekapazität des Thermometers, $g = hs$ Konstanten (im weiteren: Konstante des Newtonschen Gesetzes, berechnet für den ganzen Empfänger; s seine Oberfläche, h die sogenannte äußere Wärmeleitungsfähigkeit), T_e, T_a und T_m Temperaturen des sich erwärmenden und des sich abkühlenden Körpers und des umgebenden Mediums, t die Zeit. Wenn wir für die Funktion φ, durch die der Wärmeverlust bestimmt wird, das Gesetz der Abkühlung von Newton einsetzen, so erhalten wir:

$$\left.\begin{aligned} Q\,dt &= c\,dT_e + g(T_e - T_m)\,dt \\ 0 &= c\,dT_a + g(T_a - T_m)\,dt \end{aligned}\right\} \quad \ldots\ldots\ldots \quad (2^7)$$

---

[1]) Langley, „Researches on solar heat. A report of the Mount Whitney expedition". Washington 1884.

[2]) Violle, „Température moyenne de la surface du soleil". Ann. d. Ch. et d. Phys. (5) 10, 289 (1877). Langley und Chwolson erwähnen zwar diese Abhandlung, doch haben sie, wie es scheint, nur den kurzen und schwer verständlichen Auszug von Violle benutzt; ebenda 17, 426. Langley hat zwei Seiten aus demselben abgedruckt.

[3]) Violle selbst spricht davon später: Ann. d. Ch. et d. Phys. (7) 22, 338 (1901); aber bis zur jüngsten Zeit begegnet man Meinungen von der Methode von Violle, als von einer stationären. Siehe Michelson, Phys. Zeitschr. (9), S. 20 (1908).

[4]) Violle, l. c. 10, 307 (1877).

[5]) Z. B. Pernter, Met. Z., S. 197 (1886). Die strenge Kritik des Instrumentes von Violle hat, wie bekannt, starkes Mißtrauen gegen dasselbe hervorgerufen.

[6]) Desains, Compt. rend. 78, 1456 (1874).

[7]) Über den von Desains aufgestellten Satz spricht Prof. Chwolson nichts; er stellte den dem Sinne nach gleichwertigen Satz B auf (s. S. 23), aber erst nach der Integration der Gleichung von der Form (2) auf folgender Seite, d. h. nachdem er schon das Gesetz der Abkühlung von Newton eingeführt hat. Bei der Formulierung dieses Satzes erwähnt Prof. Chwolson nicht einmal, daß die angegebene Summe die Radiation mißt, und es scheint ihm vollkommen entgangen zu sein, daß solches richtig ist, unabhängig vom Gesetze der Abkühlung. Wahrscheinlich nur deshalb hat Prof. Chwolson, als er in der kurzen Beschreibung von Violle (l. c., S. 17) das ziemlich unverständliche Beispiel einer Beobachtung fand, welche in der Tat mit dem Newtonschen Gesetze übereinstimmte, die Berechnung der Summe der Geschwindigkeiten $U + V$ von Violle für einen nutzlosen Umweg gehalten (l. c., S. 65). Tatsächlich aber versucht Violle jedesmal vor allem die Temperaturen T_e und T_a als Funktionen der Zeit auszudrücken, wobei es ihm gelang, mit der gebräuchlichen Exponentialfunktion auszukommen, worauf er dann die Geschwindig-

Digitized by Google

Wir wollen jetzt eine sehr allgemeine dynamische Methode der Bestimmung der Radiation angeben; unter Anwendung des Prinzips von Desains, auf den Fall von zwei mehr oder weniger gleichen freistehenden Körpern; dabei setzen wir voraus, daß der eine vorher erwärmte Körper im Schatten eines Schirmes sich abkühlt, der andere von der Sonne erwärmt wird (Methode von Ångström). Nehmen wir an, daß die beiden beschriebenen Thermometer von Zeit zu Zeit abwechselnd abgelesen werden, z. B. alle 10 Sekunden, was praktisch leicht ausführbar ist. Wenn wir die Reihen T_e und T_a besitzen, können wir sie so darstellen:

$$\left.\begin{aligned} T_e &= A + Bt + Ct^2 + Dt^3 + \cdots \\ T_a &= K + Lt + Mt^2 + Nt^3 + \cdots \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots \quad (3)$$

Berechnen wir nun t_0 für $T_e = T_a$, so finden wir für diesen Moment $\frac{\delta T_e}{\delta t}$ und $\frac{\delta T_a}{\delta t}$; ihre Summe bestimmt die Radiation.

Es ist evident, daß bei einer solchen Betrachtung für die Bestimmung der Radiation weder die Kenntnis des Gesetzes der Abkühlung, noch die Unveränderlichkeit des Mediums nötig ist; das ersieht man auch aus der Gleichung (1), wo im gegebenen Falle die ganze Funktion φ jede beliebige stetige Funktion von T, T_m und der Zeit t sein kann. Es wird jedoch vorausgesetzt, daß der Wärmeverlust des Thermometers nicht davon abhängt, ob gleichzeitig eine einseitige Wärmezufuhr stattfindet oder nicht, sondern sozusagen nur durch die Angabe des Thermometers bestimmt wird. Diese Voraussetzung, von der wir weiter unten sprechen wollen, ist allen dynamischen Methoden gemeinsam.

Wir wollen noch darauf aufmerksam machen, daß die soeben erwähnte Betrachtungsmethode es gestattet, sie auf den Fall anzuwenden, wenn die zwei Thermometer gar nicht gleichartig sind: Aus der Gleichung (1) für verschiedene g_1, g_2, c_1 und c_2 ersieht man, daß das Verhältnis $\frac{g_1}{g_2}$ ein für allemal aus gleichzeitigen Beobachtungen der Abwickelung bestimmt werden kann, unter Bedingungen, wenn φ von t unabhängig ist.

Bei der auseinandergesetzten Ansicht über die dynamische Methode der Aktinometrie wird also die Frage von der Anwendbarkeit des einen oder des anderen Gesetzes der Abkühlung, welche in den Untersuchungen von Chwolson eine solche Beachtung findet, ganz ausgeschlossen; es bleibt nur die Aufgabe einer bequemen Interpolations- und Berechnungsweise der Geschwindigkeiten $\frac{\delta T_e}{\delta t}$ und $\frac{\delta T_a}{\delta t}$ für gleiche

keiten $U+V$ (l. c., S. 314) berechnete. Das beweist, daß die Methode von Violle zweifellos eine dynamische war; es bleibt allerdings unverständlich, warum der Autor die Beobachtung fast bis zum stationären Zustand ausdehnte. Vielleicht hatte er die Absicht, zu zeigen, inwieweit das Newtonsche Gesetz während des ganzen Verlaufes des Experiments anwendbar ist. Langley (l. c., S. 77) wich ganz von der Idee Violles ab und hielt sich bei der Berechnung seiner Beobachtungen nur der äußeren Form nach an dem Schema des ersten Beispiels von Violle; unserer letzten Behauptung würde zum Teil das Beispiel der Berechnung der Beobachtungen von Langley widersprechen, welches von Chwolson erläutert wird, jedoch findet sich bei dem letzteren auf S. 66 ein Fehler: in (5) muß man anstatt $5.30^0 = 16.42^0 e^{-5m}$ usw. $5.30 = 17.22\, e^{-5m}$ usw. setzen. Diese Methode von Langley, die Werte von m zu berechnen, erklärt das allmähliche Kleinerwerden derselben. Langley hat, wie bekannt, alle von ihm nach „der Methode von Violle" erhaltenen Werte der Radiation mit Hilfe der Korrektion A korrigiert. Die Anwendung dieser Korrektion ist recht streng von Chwolson verurteilt worden; es genügt, zu sagen, daß die Berechnung derselben nur auf der Beobachtung der Erwärmung des Thermometers in zwei Minuten beruht (Langley, l. c., S. 101); d. h. wie Chwolson sich ausdrückt (l. c., S. 77), sowohl die Asymptote der Kurve als auch ihr Parameter m wurden nur nach drei Punkten bestimmt; dabei können, was wir hinzufügen wollen, die Änderungen der Radiation der Sonne während der Periode der Erwärmung auf jeden beobachteten Punkt Einfluß haben, wodurch das Endresultat stark leiden kann; die Beobachtungen der Abkühlung wurden von Langley bei diesen Berechnungen gar nicht berücksichtigt. Prof. Chwolson weist (l. c., S. 86) auf die großen und unregelmäßigen Schwankungen der Korrektionen A hin und eben auf Grund dieser Schwankungen bildet er sein endgültiges Urteil über das Aktinometer von Violle.

Digitized by Google

T_e und T_a. Das wird dadurch bestätigt, daß für die zwei Thermometer des Akt. Chw. die einfache Formel von Chwolson, als eine Interpolationsformel, recht befriedigend ist, obgleich von einer regelmäßigen Abkühlung keine Rede sein kann: In den meisten Fällen folgt sie nicht dem Newtonschen Gesetze und geht überhaupt infolge der Wirkung des Windes ohne jede Gesetzmäßigkeit vor sich. So geben die in der Instruktion der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften für die meteorologischen Stationen angeführten Beispiele für das Akt. Chw. folgenden Gang der aufeinanderfolgenden Temperaturen der Abkühlung:

6.79°, 6.27°, 6.01°, 5.47°, 5.07°
7.23°, 7.03°, 6.63°, 6.13°, 5.63°

Nur wenig besser ist auch der Gang der Differenzen der beiden Thermometer, auf welche die Änderungen des äußeren Mediums viel weniger Einfluß ausüben müssen. Also kann hier offenbar von keinem Gesetze der Abkühlung die Rede sein; wenn aber die Beobachtung trotzdem befriedigend ist, so liegt der Grund dafür durchaus nicht darin, daß das angenommene Gesetz der Abkühlung befriedigend ist, sondern in der obenerwähnten Allgemeinheit der Methode von Ångström.

Statt einer Berechnung der Gleichung (3) kann man die graphische Methode benutzen, indem man die Geschwindigkeiten der Abkühlung und Erwärmung durch die Neigung der Tangente zu den Kurven an ihrem Durchschnittspunkte bestimmt.

Das Prinzip von Desains, welches oben auf zwei gleichzeitig zu beobachtende Körper bezogen wurde, war aufgestellt für einen Körper, dessen Erwärmung und Abkühlung zu verschiedenen Zeiten, aber unter gleichen Verhältnissen beobachtet wurden, so daß in der Gleichung (1) die Funktion φ von der Zeit unabhängig ist. Weiter wollen wir noch zeigen, daß für das jetzt angenommene Akt. V-S. die Aufgabe der Berechnung U und V aus der Gleichung (3) auf eine lineare Berechnung zurückgeführt werden kann, d. h. auf die der mittleren Geschwindigkeiten U und V.

Wir wollen jetzt eine wichtige Fehlerquelle aller dynamischen Methoden der Aktinometrie betrachten, bei welchen Quecksilberthermometer benutzt werden. Besitzen ihre Empfänger Glashüllen, so sind im Falle, wenn die Angaben der beiden Thermometer gleich sind, die Temperaturen der Oberflächen derselben (des Rußes), welche Wärme verlieren, nicht gleich; bei dem sich abkühlenden Thermometer ist die Temperatur im Mittel für die ganze Oberfläche tiefer, als bei dem sich erwärmenden. Es ist daher begreiflich, daß die berechnete Summe $\left[\frac{\delta T_e}{\delta t} + \frac{\delta T_a}{\delta t}\right] T_e = T_a$ geringer ist als die theoretische, welche zur Bestimmung der Radiation dient. Aus der Gleichung der Form (2) ist von mir (S. 8 bis 10) die angenäherte Korrektion $1 + \frac{hd}{K}$ für die Radiation abgeleitet, welche man mit Hilfe von aktinometrischen Thermometern findet (unabhängig von der Methode); hier ist h die äußere Wärmeleitungsfähigkeit, d die Dicke der Wände des Thermometerreservoirs, K die innere Wärmeleitung dieser Wände. Folglich ist der Fehler um so größer, je größer $\frac{d}{K}$ und h sind. Der Wert von h ist aber überhaupt nicht konstant, besonders im Freien, bei der Methode von Ångström, in welchem Falle er außerdem verhältnismäßig groß ist. Also ist die ganze Korrektion $1 + \frac{hd}{K}$ überhaupt nicht konstant, man muß daher die Benutzung der aktinometrischen Thermometer als Empfänger der Radiation in freier Aufstellung aufgeben.

Digitized by Google

In einer kurzen Mitteilung im Dezemberheft 1907 der Met. Zeitschr. habe ich darauf hingewiesen, daß das Akt. Chw. besonders verfehlt ist, weil für dasselbe $\frac{d}{K}$ sehr groß ist und der Wert für h stark schwankt.

Wenn man aber andererseits die Notwendigkeit des Schutzes vor dem äußeren Medium annimmt, so ist die Methode der gleichzeitigen Beobachtung überflüssig: Wir werden sehen, daß man mit einem Körper vollständig auskommt, wenn man nur dafür sorgt, daß die Bedingungen bei der Abkühlung und Erwärmung des Thermometers vollkommen gleichartig sind.

Das Aktinometer von Violle in der ihm von Savélief gegebenen Form unterscheidet sich von dem früheren Modell durch Schutzschirme, welche es gestatten, das Instrument bequem nach der Sonne zu orientieren [1]). Die Aktinometerthermometer werden von Baudin verfertigt und haben Kugeln von etwa 1 bis 1.5 cm Durchmesser; das Thermometerrohr ist bei der Kugel stark verdünnt (was übrigens nicht notwendig zu sein scheint). Der Wasserwert des Thermometers N 15130 summiert sich aus $0.09 + 0.39 = 0.48$, so daß auf die Wärmekapazität des Glases weniger als der fünfte Teil kommt. Der Durchmesser des Diaphragmas wird gewöhnlich gleich 8 bis 9 mm gemacht. Die von R. Savélief eingeführte Änderung der Methode von Violle besteht in der Abkürzung der Beobachtung, und die Hauptsorge R. Savéliefs war, Gleichartigkeit der Bedingungen bei der Abkühlung und Erwärmung zu erreichen; selbst die mittleren Überschüsse des Thermometers über die Temperatur der Hülle müssen, so weit möglich, gleich sein. Wir gingen noch weiter und verkürzten jede Periode bis auf zwei Minuten: Die Resultate ergeben, daß dank der hohen Qualität des Thermometers von Baudin sogar bei kurzer Exposition große Genauigkeit erreicht wird; eine solche Verkürzung ist aber für die Erreichung des Hauptzweckes, der Gleichartigkeit des äußeren Mediums, von Vorteil. Nach Savélief muß das Wasser innerhalb der Hüllen des Aktinometers eine Temperatur haben, die nahe der äußeren und möglichst beständig ist [2]); das im Wasser befindliche Thermometer wird erst abgelesen, nachdem das Wasser durch Schaukeln des Apparates um seine Achsen tüchtig umgerührt ist. Ein solches Mischen kann nur dann vorgenommen werden, wenn das Thermometer noch nicht orientiert ist, d. h. nur zu Beginn jeder Abkühlung und Erwärmung; für die übrigen Momente wird die Temperatur des Wassers im allgemeinen durch Interpolation bestimmt. Wir führen hier ein Beobachtungsbeispiel an, in dem die interpolierten Werte in Kursivschrift gedruckt sind.

Momente	Aktinometer-thermometer	Thermometer in der Hülle (Kursiv = interpolierte Werte)	Überschüsse der Temp. bei der Abkühlung θ'_a, θ''_a, θ'''_a	Überschüsse der Temp. bei der Erwärmung θ'_e, θ''_e, θ'''_e
$10^h\ 10^m\ 0^s$	15.86°	11.31°	4.55°	—
11 0	14.99	*11.30*	3.69	—
12 0	14.30	*11.30*	3.00	—
13 0	14.06	11.29	—	2.77°
14 0	15.02	*11.29*	—	3.73
15 0	15.80	*11.29*	—	4.51
16 0	15.80	11.30	4.50	—
17 0	14.94	*11.30*	3.64	—
18 0	14.27	*11.30*	2.97	—
19 0	—	11.30	—	—

[1]) Siehe Figur l. c., S. 403. Abhandlung von R. Savélief.

[2]) Nach den Beobachtungen in Tomsk muß unter mittleren Verhältnissen und bei mittlerer Radiation für den stationären Zustand die Temperatur des Aktinometers um 6° höher sein als die Temperatur der Luft.

Digitized by Google

Die vorläufige Erwärmung des Thermometers wurde 35 bis 40^s vor der ersten Ablesung der Abkühlung unterbrochen, d. h. vor $11^h\ 10^m\ 0^s$ in unserem Beispiele; darauf wurde das Wasser durch Schaukeln des ganzen Apparates gemischt und derselbe nach der Sonne orientiert; genau um $10^m\ 0^s$ wurde zuerst 15.86° abgelesen, darauf 11.31°. Nach $12^m\ 0^s$ wurde das Wasser von neuem gemischt und der Schirm des schon orientierten Apparates wurde nicht weniger als 10 bis 15^s [1]) vor $13^m\ 0^s$ geöffnet. Nach $15^m\ 0^s$ wurde die Erwärmung noch 20 bis 25^s fortgesetzt usw.; wenn wir die Beobachtung ohne Unterbrechung fortsetzen, erhalten wir die einzelnen Größen der Radiation für alle 6 Minuten.

Wir wollen drei Arten der Berechnung der Beobachtungen angeben.

I. Savélief empfiehlt die Formel:

$$a = K\frac{m}{1-e^{-m}}(\theta_e'' - \theta_e' e^{-m})$$

für die erste Minute der Erwärmung und ebensolche für die folgenden. Hier wird für e^{-m} und m das Mittel aus den Beobachtungen der Abkühlung vor und nach der Erwärmung genommen:

$$e^{-m} = \frac{\theta_a''}{\theta_a'} = \frac{\theta_a'''}{\theta_a''}.$$

Für unser Beispiel erhält man $a = K \times 1.637$, d. h. etwa $1.3\ \frac{\text{g-Cal}}{\text{min/qcm}}$. Nach dieser Formel sind alle Beobachtungen berechnet, welche für diese Untersuchung benutzt sind.

II. Man kann auch zur Berechnung die mittleren Geschwindigkeiten der Erwärmung und Abkühlung benutzen (S. 13).

Mittlere Geschwindigkeit der Abkühlung vor:

$$U_1 = \frac{4.55^\circ - 3.00^\circ}{2} = 0.775^\circ \text{ bei einem Überschuß von } 3.69^\circ$$

Mittlere Geschwindigkeit der Abkühlung nach:

$$U_2 = \frac{4.50^\circ - 2.97^\circ}{2} = 0.765^\circ \text{ „ „ „ „ } 3.64^\circ$$

$$U = 0.770^\circ \text{ bei einem Überschuß von } 3.67^\circ$$

Mittlere Geschwindigkeit der Erwärmung:

$$V = \frac{4.51^\circ - 2.77^\circ}{2} = 0.870^\circ \text{ „ „ „ „ } 3.73^\circ$$

$$U + V = 1.640^\circ \qquad 0.06^\circ$$

$$\Delta U = 0.012^\circ$$

$$[U+V]_{3.73^\circ} = 1.652^\circ$$

Die Korrektion ΔU für die Geschwindigkeit der Abkühlung ist erforderlich, um diese Geschwindigkeit beim Überschuß von 3.67° auf den Überschuß 3.73° zu reduzieren, da U entsprechend 0.06° vergrößert werden muß, was nach der Formel $\Delta U = \frac{g}{c}\Delta T_a$ geschieht, in der $\frac{g}{c} = m$, für das Thermometer Baudin N 15130 etwa 0.2 ist.

Nach dieser Berechnung ist $a = K \times 1.652$.

Es versteht sich, daß wir hier

$$\frac{1}{2}\int_{+1}^{-1}\frac{Q}{c}e^{-\frac{g}{c}t}\,dt = \frac{Q}{c}\left(1 + \frac{1}{6}\frac{g^2}{c^2}\right)$$

[1]) Ich habe viele Beobachtungen gemacht mit Ablesungen nach je 30 Sekunden; dabei habe ich durchaus nicht bemerkt, daß die Erwärmung in der ersten halben Minute schwach war (S. 29).

Digitized by Google

statt $\frac{Q}{c}$ nehmen, wenn die Abkühlung nach dem Newtonschen Gesetze stattfindet. In der Tat ist es leicht, aus der Gleichung (2) den Ausdruck abzuleiten:

$$\frac{\delta T_e}{\delta t} + \frac{\delta T_a}{\delta t} = \frac{Q}{c} e^{-\frac{g}{c}t} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (4\,^1)$$

wenn man die Zeit t für die beiden Prozesse der Erwärmung und Abkühlung nach beiden Seiten vom Moment $T_e = T_a$ rechnet. Die Formel (4) gibt die Geschwindigkeit der Änderung der Differenz der beiden Thermometer, deren Angaben im Moment $t = 0$ waren; dann gibt sie auch das gesuchte $\frac{Q}{c}$ (s. S. 15). Wir wollen darauf hinweisen, daß man diese Formel als die grundlegende ansehen kann, denn aus ihr erhält man leicht die Formel von Ångström und Chwolson. Die Berechnung nach der linearen Formel ergibt einen im Verhältnis $\left(1 + \frac{1}{6}m^2\right) : 1$ größeren Wert; da für das Thermometer N 15130 aber $\frac{g}{c} = m = 0.2$, so erhalten wir immer um 0.7 Proz. mehr. Auf S. 16 sind mehrere Beispiele einer solchen Berechnung angeführt. Es versteht sich, daß der konstante Fehler von 0.7 Proz. in dem Reduktionsfaktor enthalten sein muß; die wichtige Bedingung, daß θ_a'' nahe θ_e'' sei, wird im Akt. V-S. besonders leicht erreicht.

III. Für die Annäherung an die Exponentialfunktion kann man die Formel von Chwolson empfehlen, welche von ihm für das Akt. Chw. abgeleitet ist. Es ist leicht zu ersehen, daß man sowohl die Beobachtungen mit diesem letzteren Instrument nach der oben gegebenen zweiten Berechnungsart als auch umgekehrt die Beobachtungen mit dem Akt. V-S. nach der Formel von Chwolson berechnen kann. Das Restglied der letzteren, welches gewöhnlich vernachlässigt wird, ist halb so groß, wie in II und hat das entgegengesetzte Zeichen: es ist gleich $\frac{1}{12}m^2$ [2]) anstatt $\frac{1}{6}m^2$.

Unser Beispiel wird so berechnet:

Abkühlung			Erwärmung	Differenzen [3])
vor	nach	Mittel		
4.55°	4.50°	4.525°	2.77°	$\vartheta_1 = 1.755$
3.69	3.64	3.665	3.73	$\vartheta_2 = 0.065$
3.00	2.97	2.985	4.51	$\vartheta_3 = 1.525$

$$a = K \times 2\,\frac{\vartheta_1\vartheta_3 + \vartheta_2^2}{\vartheta_1 + \vartheta_3} = K \times 1.634$$

Wir wollen noch die in Tomsk gemachten Untersuchungen des Akt. V-S. besprechen. Im Gegensatz zu dem, was Prof. Chwolson nach seinen und Langleys Beobachtungen findet [4]), haben ich und Savélief eine bemerkenswerte Beständigkeit der Abkühlung im Innern des Instrumentes erhalten. Auf S. 19 sind alle 40 Werte

---

[1]) Ebenso wie oben schreiben wir vor $\frac{\delta T_a}{\delta t}$ zur Vereinfachung + anstatt −.

[2]) O. Chwolson, l. c., Bd. XVI, N 5, S. 28.

[3]) Ohne auf das Zeichen zu achten, s. Chwolson.

[4]) Chwolson, l. c., Bd. XV, N 1. Es ist interessant, daß Prof. Chwolson die von ihm im Laufe des Tages bemerkte Abnahme von m auf S. 82 durch die Kondensation von Feuchtigkeit auf der Rußschicht im Verlaufe der ganzen Beobachtungsreihe erklärt, auf S. 105 bis 106 aber durch das allmähliche Austrocknen der während der Nacht erhaltenen Feuchtigkeit, ohne übrigens diese Erklärung des näheren zu begründen. Eine Durchsicht der Tabellen von Langley führt zur Überzeugung, daß die Ursache kaum in etwas ähnlichem zu suchen ist, vielmehr wahrscheinlich in Änderungen der Wassertemperatur; am Morgen steigt sie während einer jeden Beobachtung, am Abend fällt sie (s. unten).

Digitized by Google

für $\frac{g}{c} \times \frac{1}{2} lge \times 10^4$ gegeben, welche proportional der sogenannten äußeren Wärmeleitungsfähigkeit sind und aus aufeinanderfolgenden Beobachtungen von $9^h 50^m$ a bis $1^h 48^m$ p 7. April 1901 erhalten wurden; im Mittel aus diesen 40 Zahlen erhält man 447 ± 5, d. h. bis auf ± 1 Proz. genau; wir bemerken hierzu, daß jede Zahl aus dem Sinken des Thermometers um nur 1 bis $1^1/_2$ Proz. in 2 Minuten (bei einer Thermometerteilung $= 0.2^0$) berechnet worden ist. Den 12. April 1901 von $9^h 57^m$ a bis 1^h p ergaben 29 Messungen 461 ± 6. Aus 64 Beobachtungen, in deren Verlauf die Temperatur des Wassers sich kaum änderte, wurde an verschiedenen Tagen und bei verschiedenen Temperaturen von -8^0 bis $+25^0$ [1]) gefunden (S. 24):

$$\frac{g}{c} = m_{Ta} = 0.203\,[1 + 0.007\,(F_a - 11.3^0)],$$

d. h. es offenbarte sich deutlich eine Zunahme der sogenannten äußeren Wärmeleitungsfähigkeit im Innern des Instrumentes um 0.7 Proz. bei einer Zunahme der mittleren Temperatur des Aktinometerthermometers um 1^0. Wenn wir die äußere Wärmeleitungsfähigkeit pro 1 qcm berechnen, so erhalten wir für 0^0 und 20^0 (S. 2):

$$h_0 = 0.0177\ \frac{\text{g-Cal}}{\text{min.}},\quad h_{20} = 0.0205\ \frac{\text{g-Cal}}{\text{min.}}.$$

Mit anderen Worten, jedes Quadratzentimeter der Glasoberfläche der vermittelst einer Stearinkerze mit Ruß bedeckten Kugel verliert im Innern des Akt. V-S. bei einer Temperatur des Thermometers von 20^0 und der Temperatur der Hülle von 17^0 0.0205 g-Cal in einer Minute pro Grad Temperaturdifferenz.

Die Änderung der Temperatur des Wassers in der Hülle hat einen bedeutenden Einfluß auf das Resultat der Berechnung der Abkühlung; wir erinnern daran, daß weder das Wasser umgerührt noch eine Bestimmung der Temperatur desselben, welche den letzten Ablesungen des Hauptthermometers entsprechen, sowohl bei der Abkühlung als auch bei der Erwärmung gemacht werden kann: Das geschieht nur zu Anfang einer jeden Periode, und R. Savélief empfiehlt, die dazwischen liegenden Punkte durch Interpolation auszufüllen; er ist also der Ansicht, daß die wahre Temperatur der inneren Wand der Hülle ohne Umrühren des Wassers sich in gleicher Weise ändert wie die mittlere Temperatur des ganzen Aktinometers.

Es zeigte sich jedoch klar, daß, wenn man diese Forderung erfüllt, d. h. interpolierte Werte nimmt, die Abkühlung aus der Rechnung fälschlicherweise zu groß sich ergibt, wenn sich das Wasser in der Hülle von einem Umrühren bis zum anderen erwärmt, und zu klein, wenn es sich abkühlt (s. S. 20 bis 25).

Die Untersuchung der Frage zeigte, daß die wahre Temperatur der inneren Oberfläche des Aktinometers, welche zum Aktinometerthermometer gewandt ist, gar nicht der durch Interpolation erhaltenen Temperatur entspricht. Es ergab sich, daß z. B. bei der Erwärmung des ganzen Aktinometers die wahre Temperatur der inneren Wand im Verlaufe der drei Minuten sich nur um ein Drittel der nach dem Mischen des Wassers konstatierten Temperaturzunahme erhöht (s. S. 27 bis 28): Folglich ändert sich die wahre Temperatur der inneren Hülle bedeutend langsamer als die mittlere Temperatur der ganzen Wassermenge oder des ganzen Aktinometers; die Ursache dieser Erscheinung ist in der thermischen Trägheit der Wasserschicht zu suchen, welche der inneren kupfernen Wand anliegt (s. die Versuche von Péclet über Wärmeleitung), da die Änderung der Temperatur des Wassers von außen vor sich geht. Daher

[1]) Bei Frost goß man statt Wasser Petroleum.

Digitized by Google

(S. 20) ist es besser, anstatt der interpolierten Temperaturen des Wassers für die ganze Periode die am Anfang derselben abgelesene Temperatur zu nehmen; noch richtiger ist es, unter der Voraussetzung zu interpolieren, daß die Änderung der wahren Temperatur nur ein Drittel der entsprechenden Änderung der Wassertemperatur nach dem Mischen beträgt.

Ohne irgend welche konstruktive Änderungen zwecks beständigen Mischens des Wassers [1]) kann man, wenn die Temperatur des Wassers sich ändert, die wahre Temperatur der Hülle in jedem Moment nicht erfahren; indessen wäre es praktisch äußerst unbequem, nur bei fast beständiger Temperatur des Wassers zu arbeiten. Dieser Umstand würde gegen die Benutzung der Schutzhülle sprechen, er hat aber zum Glück offenbar gar keine Bedeutung für die aktinometrische Aufgabe: Wenn wir auch bei der Berechnung falsche Voraussetzungen über die wahre Temperatur der Hülle und deren Änderungen während der zwei Minuten der Exposition machen, z. B. direkt interpolierte Werte benutzen, so wird doch dieser Umstand, wenn nur die Fehler sowohl bei der Abkühlung als auch bei der Erwärmung gleich groß sind, das Resultat, d. h. die Summe der Geschwindigkeiten $U + V$, gar nicht beeinflussen. Es ist also nur notwendig, daß die Abweichungen der wahren Temperatur der Hülle von der bei der Berechnung angenommenen bei beiden Prozessen gleich sind. In Wirklichkeit ist das leicht ausführbar, um so mehr, als zur Berechnung einer Erwärmung das Mittel der Abkühlung zweier benachbarten Perioden genommen wird, das Mischen des Wassers aber, die Bedingungen der Konvektionsströmungen im Wasser bei gleicher Orientierung des Apparates usw. die ganze Zeit die gleichen bleiben; sogar die vom Aktinometerthermometer auf die kupferne Wand der Hülle ausgestrahlte Wärmesumme ist im Verlauf jeder zweiten Minute für benachbarte Abkühlungen und Erwärmungen nahe gleich. Infolgedessen ist das Thermometer im Wasser fast gar nicht nötig. Ein Versuch, theoretisch nachzuweisen, daß die Änderungen der Temperatur des Wassers auf das Resultat keinen besonderen Einfluß ausüben können, ist auf S. 31 gegeben; jetzt können wir diese unsere Voraussetzungen, gestützt auf Vergleiche des Akt. V-S. mit dem K-Pyrh. von Ångström, bestätigen. Aus den Vergleichungen von 1906 wurden die Fälle ausgesucht, wenn die Temperatur der Hülle stark stieg, ferner wenn sie fast beständig blieb und endlich, wenn sie fiel [2]).

Änderung d. Temp. des Wassers in 3 Minuten	Mittlere Radiation	Reduktionskoeffizient Akt. V-S.	Zahl der Beobachtungen
+ 0.27°	1.2 g-Cal	1.034	42
+ 0.01	0.8 „	1.032	21
— 0.12	1.1 „	1.035	16

Wie man sieht, ändert sich der Reduktionskoeffizient nicht. Man hätte wohl gar nicht zu erwähnen gebraucht, daß irgendwelche konstante Differenzen zwischen dem Aktinometer- und dem Hilfsthermometer überhaupt nicht das Resultat beeinflussen (s. S. 30). Mit einem Worte, Fehler des Thermometers infolge der Neigung (der hydrostatische Einfluß des Quecksilbers auf das dünnwandige Reservoir), die

[1]) R. Savélief hat 1896 die Radiation der Sonne im Ballon mit Hilfe seines Akt. V-S. gemessen. (S. Luftschiffahrt u. Erforsch. d. Atmosph., Publik. d. VII. (Aëronaut.) Abteil. d. Kaiserl. Russ. Techn. Gesellsch., Lief. 3, 1897, S. 109.) — Im vorigen Jahre habe ich das Akt. V-S. zu demselben Zwecke geändert: Die äußere Hülle wurde zylindrisch gemacht und der Stab des Thermometers steht parallel den Sonnenstrahlen; daher war es möglich, indem man den ganzen Apparat, welcher an dem vorderen Schirm aufgehängt war, um die Achse des Thermometers drehte, das Wasser im Apparat beständig zu mischen.

[2]) Die Berechnungen sind mit interpolierten Temperaturwerten der Hülle gemacht.

Digitized by Google

sogenannte „Korrektion für den herausragenden Faden“ [1]), endlich die Unkenntnis der wahren Temperatur der Hülle usw. spielen in der Tat überhaupt keine Rolle.

Was also die Hülle anbetrifft, sogar von unbeständiger Temperatur, so widerspricht ihre Anwendung nicht dem Hauptzwecke der Aktinometrie; wenn die Bedingungen der Abkühlung durch die Gegenwart der Hülle auch gestört werden, so geschieht es bei den benachbarten Prozessen, sowohl der Abkühlung als auch der Erwärmung, in gleicher Weise, weshalb sie auf das Resultat keinen bemerkbaren und wechselnden Einfluß ausüben. Der Hauptvorteil der Hülle besteht aber darin, daß die Abkühlung faktisch sehr beständig wird, obgleich die Berechnungen fiktiv Schwankungen des Wertes h ergeben können.

Betrachten wir noch einige Fehlerquellen, die dem Akt. V-S. eigen sind.

1. Die unvollkommene und möglicherweise veränderliche Absorption auf der Oberfläche der Thermometerkugel. Sowohl in Tomsk als auch 1906 in Pawlowsk wurden die Thermometer mit einer Rußschicht über einer Stearinkerze bedeckt. Wie man aus den Untersuchungen von Crova und Compan [2]) schließen muß, ist die Absorption in diesem Falle schwerlich mehr als 95 Proz. Obgleich die Bedeckung mit Ruß immer in gleicher Weise geschah (mit sehr dünnen Schichten und mehrmals, so lange, bis die Oberfläche vollständig aufhörte, ein Abbild der Sonne zu geben), können hierin doch Ursachen der Schwankungen des Reduktionsfaktors gelegen haben. Dieser Mangel kann auch leicht vermieden werden, wenn man das Reservoir (nach Crova) mit Platinschwarz bedeckt oder (was nach den Angaben von Crova als genügend sich erwies) mit einer Schicht Lack mit Ruß nach dem Vorgang von K. Rohrdanz [3]).

2. Das Vorhandensein einer Glaswand bei dem Empfänger bedingt den Fehler $1 + \frac{hd}{K}$, welcher nach einer angenäherten Berechnung für das Thermometer von Baudin (S. 9) etwa 1 Proz. ausmacht. Eine gewisse Deformation der Thermometerkugel, welche dadurch entsteht, daß die Temperatur des Glases bei der Erwärmung durch die Sonne etwas höher ist als die Temperatur des Quecksilbers, erhöht die erwähnten Fehler nicht mehr als um ein Zwölftel seines Betrages (S. 33).

3. Savélief führt noch eine Korrektion ein für den Verlust der Wärme an den Stab des Thermometers, aber die Notwendigkeit dieser Korrektion muß man verneinen, da ein solcher Verlust sowohl bei der Abkühlung als auch der Erwärmung stattfinden muß, denn die Thermometerkugel ist immer und im Mittel um gleich viel wärmer als das umgebende Medium. Die angenäherte Berechnung ergibt, daß wir, falls dieser Verlust nur bei der Erwärmung stattfindet und folglich die erhaltene Radiation verringert, etwa 2 Proz. verlieren würden. Der Wärmeverlust an den Thermometerstab, welcher für relative Aktinometer an praktischem Interesse bedeutend verliert, steht in direkter Verbindung mit der Frage, welche Glasmasse des Reservoirs und des Stabes man zur Berechnung des Wasserwertes der Thermometer nehmen muß? Jedenfalls besteht aber kein Zweifel darüber, daß man zur Berechnung des Wasserwertes die ganze Masse des Quecksilbers im Thermometer nehmen muß, was auch Savélief ausgesprochen hat [4]), und nicht die Masse allein, welche in der Kugel verbleibt, wie Chwolson meinte [5]).

[1]) O. Chwolson glaubt, daß eine solche Korrektion bei der dynamischen Methode von Langley notwendig ist (l. c., S. 87).
[2]) Compt. Rend. 126, 707 (1898).
[3]) Chwolson, l. c., R. f. M. 16, 116. N. S.
[4]) Savélief, l. c., S. 399.
[5]) Chwolson, l. c., S. 67.

Digitized by Google

4. Ein Einfluß des erwärmten, dem Thermometer am nächsten befindlichen Diaphragmas wurde nicht beobachtet (S. 34), ein Unterschied der Abkühlung beim aufgesetzten und abgenommenen Schirm ist nicht bemerkbar, desgleichen ein Einfluß des Windes auf die Abkühlung innerhalb des Akt. V-S. (S. 35 und 43).

5. Ob die Größe der Radiation und der Einfallswinkel die Angaben des Akt. V-S. beeinflussen, wollen wir an den Resultaten von Vergleichungen desselben mit dem K-Pyrh. von Ångström zeigen. Zusammengefaßte Werte für verschiedene Beträge der Radiation ergeben:

Mittlere Radiation	Reduktionsfaktor	Zahl der Beobachtungen
0.7 g-Cal	1.039	27
1.2 „	1.033	44

Eine gewisse, wenn auch sehr geringe Vergrößerung des Reduktionsfaktors kann man vielleicht für schwache Radiation und niedrigen Sonnenstand zulassen. Sie tritt in zwei Beobachtungsreihen deutlicher hervor: In Moskau 7. April 1906 und in Pawlowsk auf dem Turme des Observatoriums 14. Mai 1906.

	Mittlere Radiation	Reduktionskoeffizient	Zahl der Beobachtungen
7. April 1906	1.11	1.040	6
	1.02	1.050	6
	0.78	1.056	6
14. Mai 1906	1.00	1.017	4
	0.91	1.028	4
	0.82	1.040	4
	0.69	1.051	4
	0.57	1.040	4

Den 7. April war das Thermometer oben frisch mit einer (verhältnismäßig dünnen) Schicht Ruß bedeckt. Daß diese beiden Beispiele den gesuchten Einfluß nicht endgültig beweisen, ersieht man jedoch daraus, daß an demselben 7. April die ersten zehn Vergleiche von zwei K-Pyrh. von Ångström: Nr. 42 (das als relatives benutzt wurde, s. unten), und Nr. 48 das Verhältnis 1.121 ergaben, die letzten zehn aber (bei niedrigem Sonnenstande und schwacher Radiation) 1.143[1]).

Man muß bemerken, daß L. Gorczyński[2]) für das Akt. Chw. eine umgekehrte, scharf ausgeprägte Abhängigkeit erhielt: Der Reduktionskoeffizient nahm bei einem Exemplar mit dem Anwachsen der Radiation um 30 Proz. um 9 Proz. zu, bei dem anderen Exemplar war die Zunahme noch größer. Ich habe auf die wahrscheinliche Ursache dieser Erscheinung hingewiesen[3]), aber die soeben konstatierte umgekehrte Abhängigkeit für das Akt. V-S. ist schwer zu erklären. Sie widerspricht auch dem Einfluß des Neigungswinkels der Radiation, d. h. der Sonnenhöhe, welchen Langley[4]) und Savélief[5]) auszuscheiden versuchten. Die experimentelle Methode des ersteren enthielt einen Fehler, auf den Chwolson hinwies[6]); Savélief stellte den Versuch anders an, er verschob ein Bündel Sonnenstrahlen aus der zentralen Lage in bezug auf die Thermometerkugel, bald in die möglichst unterste Lage, bald, symmetrisch dazu, in die oberste. Einen Unterschied in der Absorption konnte er dabei nicht bemerken.

Die meisten der erwähnten schädlichen Einflüsse wirken bei einem thermometrischen Empfänger der Radiation in gleicher Richtung (S. 35), die berechnete

[1]) Nr. 42 ebenso wie das Akt. V-S. waren an den Rand des Balkons hinausgeschoben, während Nr. 48 weiter nach innen stand; bei niedriger Sonne fielen vielleicht vom Boden oder anderen Gegenständen zurückgeworfene Strahlen auf das K-Pyrh. Nr. 48.

[2]) Gorczyński, l. c., S. 92.

[3]) Met. Zeitschr., S. 554 (1907).

[4]) Langley, l. c., S. 105.

[5]) Savélief, Journ. d. Russ. Phys.-Ch. Gesellsch. 25, 24 (1893).

[6]) Chwolson, l. c., S. 83.

Digitized by Google

Radiation verringernd; sie summieren sich also. Vorläufig ist es aber für uns wichtig, daß die Mehrzahl derselben entweder mehr oder weniger (als Ursache 1), oder in dem Maße beständig ist, als h (die äußere Wärmeleitung) konstant ist. Von diesem Gesichtspunkte aus müssen wir wieder das Akt. V-S. empfehlen: Für dasselbe sind, dank der Beständigkeit von h, auch solche Einflüsse, wie diejenigen der Glashülle, des Wärmeverlustes an den Stab, des Fehlers wegen des Neigungswinkels der Radiation u. dgl., in höherem Maße beständig.

Als Instrument zum relativen Messen der Radiation genügt das Akt. V-S. folgenden Bedingungen:

1. Es mißt die Radiation der Sonne und eines vollkommen bestimmten Teiles des Himmels in der Nähe der Sonne, welcher von dem Öffnungswinkel der zwei Diaphragmen abhängt. Das K-Pyrh. Ångströms ist in dieser Hinsicht weniger bestimmt[1]). Das Akt. Chw. mißt die Radiation des größten Teiles des Himmels, dabei eines veränderlichen (im Sommer eines größeren, im Winter eines kleineren), da die Thermometer beweglich sind und ihr Abstand vom Schirm variiert.

2. Die Einfachheit der Beobachtungen, die Transportabilität und die Beständigkeit des Akt. V-S. ist größer als bei den anderen.

3. Die Genauigkeit jeder einzelnen Beobachtung wird dadurch bewiesen, daß bei vollkommen klarem Himmel die Schwankungen benachbarter Messungen der Radiation in Tomsk nicht mehr als $\pm$ 1 Proz. betrugen (s. S. 41 und 42). Auf S. 42 ist gezeigt, daß gleichzeitige Vergleiche von zwei Akt. V-S. für die einzelne Messung eine Übereinstimmung von $\pm$ 1.2 Proz. ergaben. Auf S. 39 ist die mittlere Übereinstimmung mit dem K-Pyrh. von Ångström $\pm$ 0.8 Proz. angegeben. Endlich ergaben 18 Vergleiche am 7. April 1906 in Moskau 1.048 ± 0.010, d. h. die mittlere Abweichung einer jeden Messung war $\pm$ 1 Proz.

4. Die Beständigkeit des Reduktionskoeffizienten bei Änderungen des Wetters überhaupt, der Radiation, der Höhe der Sonne und mit der Zeit, kann man aus folgender Tabelle ersehen, welche sich auf das Thermometer von Baudin, Nr. 14679, und das Aktinometer des St. Petersburger Forstinstituts bezieht. Die größere Zahl der Vergleiche wurde in Pawlowsk mit dem K-Pyrh. Nr. 42 gemacht, welches infolge einer zufälligen Beschädigung beim Transport von neuem montiert worden ist. Es wurde als relatives bei den laufenden Beobachtungen benutzt. Zuerst wurde es mit dem D-Pyrh. verglichen, darauf mit dem K-Pyrh. Nr. 48 in Moskau, endlich mit dem K-Pyrh. Nr. 79; das letztere wurde im Frühling 1907 von neuem in Moskau mit Nr. 48 verglichen. Für Nr. 42 wurde derart 1906 unabhängig (vor und nach den Vergleichungen des Akt. V-S.) der Reduktionsfaktor in bezug auf Nr. 48 erhalten:

$$\frac{\text{Nr. 48}}{\text{Nr. 42}} = 1.130.$$

Die folgende Tabelle entscheidet die Frage vom Akt. V-S. als einem relativen Instrument. Es ist interessant, zu erfahren, was es selbständig geben kann. Der Reduktionskoeffizient, von dem wir die ganze Zeit sprachen, ist die Zahl, mit der die Angaben des Akt. V-S., welche mit Berücksichtigung der Wärmekapazität seines Thermometers und den Dimensionen des Diaphragmas berechnet sind, multipliziert werden müssen, um die Radiation in absolutem Maße zu erhalten. Für das Aktinometer des St. Petersburger Forstinstituts (Baudin, Nr. 14679) erhielt man als Reduktionsfaktor 1.034, wenn das K-Pyrh. Nr. 48 als absolutes angenommen wurde, oder 1.070,

[1]) Protokolle der Sitzungen d. Russ. Abt. d. Internat. Union für Sonnenforschung. Sitzung 22. April 1905, S. 6.

Digitized by Google

wenn man das K-Pyrh. Nr. 79 als Grundlage nahm. Man muß bemerken, daß im Jahre 1901 G. Luboslavski dasselbe Akt. V-S. mit dem D-Pyrh. in Pawlowsk verglich und 1.033 ± 0.03 erhielt [1]).

1906		Radiation	Zahl der Beobachtungen	K-Pyrh. Nr. 48 / Akt. V-S.	
7. April	4p	1.15	6	1.040	
7. „	5p	1.1	6	1.050	
7. „	6p	0.8	6	1.056	
13. „	12	1.2	6	1.042	
25. „	1p	1.2	5	1.030	
25. „	5p	0.6	6	1.040	
29. „	1p	1.3	4	1.046	
30. „	11	1.3	6	1.034	
6. Mai	2	1.0	4	1.044	
8. „	4	1.0	3	1.018	
9. „	11	1.2	5	1.031	
9. „	4	0.9	8	1.033	
10. „	11	1.1	7	1.030	
14. „	5p	1.0	10	1.028	Auf dem Turme des Observatoriums.
14. „	6	0.7	10	1.039	
21. Juni	4p	1.2	3	1.011	
21. „	5	1.1	5	1.042	Das K-Pyrh. Nr. 42 von neuem berußt.
26. „	11	1.25	5	1.030	
5. Juli	10	1.0	2	1.048	Das Thermometer des Akt. V-S. von neuem berußt.
5. „	6p	0.7	5	1.022	
29. „	11	1.1	8	1.028	
3. August	1	1.2	4	1.027	Vergleich mit dem K-Pyrh. Nr. 79.
14. „	4p	1.1	9	1.004	

Mittel = 1.034 ± 0.010

Das Tomsker Exemplar des Akt. V-S. gab im Vergleich mit dem D-Pyrh. im Jahre 1902 1.06. Endlich das dritte Akt. V-S., welches in Pawlowsk für die Station Tchardjui untersucht wurde, gab in bezug auf das D-Pyrh. den Koeffizienten 1.077.

Die Thermometer von Baudin, deren Wärmekapazität nach den von diesem Mechaniker mitgeteilten Angaben berechnet wurde [2]), bedürfen also, nachdem sie über der Flamme einer Stearinkerze mit Ruß bedeckt sind, für absolute Bestimmungen der Radiation einer Korrektion von 3 bis 7 Proz. Diese Grenzwerte hängen, was zugegeben werden muß, unter anderem davon ab, daß das D-Pyrh. in Pawlowsk Schwankungen unterworfen war, und daß man in Pawlowsk noch nicht entschieden hat, welches von den K-Pyrh. von Ångström als das normale anzunehmen ist. Oben haben wir gesagt, daß viele schädliche Einflüsse, die überhaupt den Aktinometerthermometern eigen sind, sich summierend die Angaben des Akt. V-S. verringern. 2 bis 5 Proz. muß man nur auf die unvollkommene Absorption der Rußschicht rechnen. Unser endgültiges Resultat — eine Korrektion des Akt. V-S. von 3 bis 7 Proz. — bestätigt diese Betrachtungen.

Folglich kann das Akt. V-S., als ein relatives Instrument, vor anderen Instrumenten mit Quecksilberthermometern besonders empfohlen werden, denn jetzt ist, wenn auch annähernd, festgesetzt, in welchem Maße seine Angaben an und für sich von den absoluten abweichen.

---

[1]) Met. Westnik, p. 142, 1902. Man muß bemerken, daß von Prof. Chwolson ebenso wie J. Schukewitsch (Rep. f. Met., Bd. 17, Nr. 5) und später in Pawlowsk die Absorptionskapazität des Empfängers des D-Pyrh. = 100 Proz. angenommen wurde.

[2]) Luboslavski l. c., p. 138, bestimmte für mehrere Thermometer den Wasserwert nach der kalorimetrischen Methode. Im allgemeinen waren die Abweichungen nicht groß. Für das Tomsker Thermometer von Baudin erhielt man durch Berechnung 0.475 und nach dem Kalorimeter 0.477 g-Cal.

Digitized by Google

Kleinere Mitteilungen.

Nordschein am 30. Juni in Krakau. Die am 30. Juni in Kopenhagen, Berlin und in anderen Orten gesehene „aurora borealis" wurde auch an der hiesigen Sternwarte von Joh. Krassowski, Stud. phil., beobachtet. Herr Krassowski befand sich abends an der Sternwarte, um eine astronomische Beobachtung auszuführen, bald bemerkte er eine außerordentliche Helligkeit am Himmel, die ihn bei der Beobachtung störte. Er gab dieselbe also auf und stieg auf das Dach, um die Erscheinung zu beobachten.

Hier ist seine Erzählung in genauer Wiedergabe:

„Am 30. Juni um 10^h p. m. (MEZ.) bemerkte ich im N und NW eine ungewöhnliche Helligkeit, die an die Helligkeit im W bei Sonnenuntergang erinnerte.

Um $10^h\,30^m$ p. m. konnte man im N einen mit fahlem Lichte leuchtenden Sektor unterscheiden, derselbe dehnte sich etwas mehr nach W. Seine Umgrenzung war daselbst unregelmäßig. Dessen Farbe war grünlich gelb (wie im Geisslerschen Rohre). Die Intensität der Farbe und des Lichtes schien vom N-Punkt des Horizontes nach allen Seiten abzunehmen, am W- und E-Ende überging die Farbe anfangs in einen schmutzig gelben, noch weiter in einen schmutzig violetten Ton, um mit einem violetten Ton zu verschwinden. Das W-Ende war stärker gefärbt und leuchtete stärker als das E-Ende.

Um 11^h p. m. konnte man etwa 5^0 über der westlichsten Seite des Sektors einen isolierten bogenförmigen Streifen, dessen Konkavität dem Sektor zugewendet war, wahrnehmen. Die Grenzen des Sektors waren ziemlich scharf, während der Streifen aus grünem, diffusem Lichte bestand.

Um etwa 11^h p. m. befand sich α Aurigae (Capella) an der Grenze des Sektors, der Stern leuchtete als Stern 3. Größe. Eine Viertelstunde später wurde der Himmel sehr licht, auf der Erde sah man entfernte Gegenstände und lichte Teile der Milchstraße in der Gegend der Cassiopeia, ja des Cygnus konnte ich vom Himmelsgrunde nicht unterscheiden. Die grünliche Helligkeit dehnte sich bis über den Zenit, helle Sterne im Lyrasternhaufen waren wie geblendet.

Um 12^h p. m. wurden die Umrisse des Sektors weniger scharf, am ganzen N-Himmel verbreitete sich das grüne Licht in breiten Radialstreifen, es blendete das Licht der Sterne, ich bemerkte z. B., daß β und δ Ursae majoris wie Sterne 3. Größe aussahen.

Um 1^h nachts erblaßte die Erscheinung, doch war im N an der Stelle, wo sich früher der helle Sektor befand, eine Helligkeit sichtbar. Die Luft war die ganze Zeit sehr klar."

M. P. Rudzki.

Nordschein, die eigenartige Lichterscheinung an den heiteren Abenden des 30. Juni und 1. Juli ist auch hier sichtbar gewesen. Der ganze nördliche Himmel war ungewöhnlich hell, am Horizont rot oder orange und darüber gelblich gefärbt. Am 30. Juni ist das Phänomen von $^1/_2 10^h$ bis nach 1^h und am 1. Juli von $^1/_2 10^h$ bis nach 11^h beobachtet worden. Am ersten Abend war die Röte intensiver und von Anfang an mehr im N und später am nordöstlichen Himmel gelagert, während sie am zweiten zuerst im NW auftrat und sich dann bis über den Nordpunkt des Horizontes ausdehnte. Am 1. Juli reichte die Röte um $10^1/_2{}^h$ bis zu einer Höhe von etwa 15^0, der helle gelblich weiße Schein ging aber viel weiter nach oben. Um 11^h war er in NNW am intensivsten und erfüllte noch das Viereck des Großen Wagens. Die Deichselsterne fielen schon in den nicht mehr erleuchteten Raum. Auch den Polarstern erreichte der helle Schein nicht. Seine Grenze war nicht bogenförmig wie bei der Dämmerung, sondern gänzlich unregelmäßig. Strahlen wie bei Nordlichtern sind an beiden Abenden nicht gesehen worden. Doch ist am 1. Juli, sowohl früh als nachmittags, auch nicht die geringste Spur eines Ringes oder einer Dunstscheibe um die Sonne von mir bemerkt worden, und selbst der völlig heitere Untergang vollzog sich ohne jede Nebenerscheinung. Die folgenden Abende war der Himmel bewölkt, so daß ich eine weitere Wiederholung der Lichterscheinung mit Bestimmtheit nicht konstatieren konnte. Am 2. Juli war die Sonne eine Stunde vor Untergang von einer kleinen weißen Dunstfläche umgeben, die jedoch bei dem dunstigen cirrusreichen Himmel keinen Schluß auf einen außergewöhn-

Digitized by Google

lichen Zustand der Atmosphäre gestattete. Gestern Abend ließ sich die Mondsichel einige Zeit durch Wolkenlücken sehen, zeigte aber keine irgend auffällige Färbung. Auch heute ist es wieder ganz bewölkt.

Hirschberg i. Sch. Prof. Dr. Reimann.

Leuchtende Nachtwolken am Nordhorizont. Gestern Abend (30. Juni) wurde ich gegen $10^3/_4$ Uhr auf eigentümliche helle Wolken nahe am nördlichen Horizonte aufmerksam gemacht. Als ich mich nun auf einen erhöhten Standort begab, wo ich den ganzen Nordhimmel übersehen konnte, sah ich, daß das ganze Dämmerungssegment mit echten leuchtenden Nachtwolken angefüllt war, von genau demselben Charakter wie in den Jahren 1885 und folgenden, die damals auf die Krakatoa-Katastrophe im August 1883 zurückgeführt wurden. Eine Messung der Höhe des höchsten Punktes der merkwürdigen von dem orangefarbenen Ton der tieferen Luftschichten sich bläulichweiß abhebenden Gebilde ergab den Wert 5^0 um $10^h\,55^m$. Dem entspricht eine Höhe von rund 52 km.

Schon jetzt über die Entstehung und Herkunft dieser silberhellen Wolken zu urteilen, wäre verfrüht; es müssen vorerst weitere Mitteilungen und Beobachtungen abgewartet werden. Erwähnt sei noch, daß bei der phänomenalen Klarheit der Luft, wie die letzten Tage sie uns brachten, selbst bei hohem Stande der Sonne auch ganz schwache Spuren des Bishopschen Ringes sichtbar waren.

Arnsberg i. W., 1. Juli. Fr. Busch.

Nachschrift. Auch am 1. Juli traten abends die oben beschriebenen Wolken wieder auf, wenn auch weniger glänzend weiß, am 2. Juli indessen nicht mehr. Zug der Wolken aus südlicher Richtung. Sie zeigten kräftige negative Polarisation.

Arnsberg i. W., 3. Juli.

Die magnetische Störung vom 26. bis 29. März 1908. Zu der im Maiheft 1908, S. 234, erwähnten Nordlichtbeobachtung vom 26./27. März in Westernieland treten zwei Nordlichtbeobachtungen, aus dem westlichen Nordatlantik, die im Juniheft 1908 der Annalen der Hydrographie berichtet sind. Die Wiederkehr der erdmagnetischen Störung richtet sich scharf nach einer auch bei anderer Gelegenheit bewährten 26tägigen Periode. Auf den Bochumer Deklinationskurven konnte ich sie so über ein ganzes Jahr verfolgen, vom 14. Juni 1907 bis 17. Mai 1908, allerdings in stark wechselnder Intensität. Der Zusammenhang mit der Sonnentätigkeit war schon im November und Dezember 1907 augenfällig. Zu den damaligen Epochen passierte in sehr niedriger Nordbreite der Sonne eine wie ein riesiges V gestaltete Sonnenfleckengruppe, die auch teleskopisch unbewaffneten Augen sichtbar war. Ein noch höher einzuschätzendes Signal dieser Art enthielt auch die Wiederkehr im März 1908, die mit einem Maximum der Störung und den erwähnten Nordlichterscheinungen verknüpft war. Vom 27. zum 28. März 1908 entwickelte sich, wieder in niederen Nordbreiten der Sonne, eine stattliche Sonnenfleckengruppe. Vom 26. zum 27. März hatte dieselbe Stelle gerade den Mittelmeridian, also fast die Mitte des scheinbaren Sonnenbildes, passiert. Sie bot die erste sichtbare Bestätigung erhöhter Sonnentätigkeit, auf die seit Wochen und sogar Monaten in meinen, dem Hamburgischen Korrespondenten und der Täglichen Rundschau erstatteten Berichten über vorhandene und zu erwartende Sonnentätigkeit hingewiesen war. Der Bericht vom 4. April, in dem das zuerst festgestellt wurde, liegt dieser Mitteilung bei. Auch bei solchen erdmagnetischen Studien erscheint es also dringend geboten, die übliche, rein statistische Bearbeitung durch individualisierende Beobachtungen zu ergänzen. Eingehende Darstellung an anderer Stelle behalte ich mir vor.

Großflottbeck, 11. März 1908. Wilhelm Krebs.

Kugelblitz. Herr Dr. K. Nielsen, Larvik (etwas westlich von der Mündung des Kristiania-Fjords), hat mir folgende Mitteilung geschickt:

Während eines Gewitters (am 20. Juni) saß eine alte Frau in ihrem Zimmer in Helgeraaen, nahe bei Larvik. Sie sah eine große Kugel, größer wie ein Mannskopf, durch ein offenstehendes Fenster hereinkommen und ohne größere Geschwindigkeit ins Zimmer hineinschweben in der Richtung nach dem Ofen. Die Kugel passierte gerade über einen Tisch, wo verschiedene kleine Sachen standen, ohne doch diese zu berühren, und

Digitized by Google

war der Frau so nahe, daß sie sich unwillkürlich zur Seite beugte. Die Kugel war leuchtend, „im Grunde schön". Sie zeigte Regenbogenfarben. Als sie an den Ofen gekommen war, explodierte sie, so daß die Frau glaubte, daß das Haus in die Luft gehen würde. Die Kugel wurde auch von einem erwachsenen Mädchen, das im selben Zimmer war, gesehen, aber sie konnte keinen Bescheid geben, da sie betäubt war. Beide waren unbeschädigt. Nicht so glücklich war eine junge Frau und ihr Kind, welche im Augenblick in einem anderen Zimmer waren in der Nähe des Ofens, welcher in dem einzigen Schornstein des Hauses ausmündete. Als die Explosion stattfand, wurden beide Personen bewußtlos und kamen erst nach einer Weile zum Bewußtsein. Beide konnten auf der Haut Streifen und zackige Linien nach dem Funken zeigen. Der Schornstein auf dem Dache des Hauses war halb niedergebrochen. Die meisten Fensterscheiben waren gesprungen. Alle Öfen waren zerrissen, die Ofenröhren teilweise abgerissen und herausgeschleudert, zusammen mit Asche, Ruß und Kalk. Die Ofenmauer war an mehreren Stellen gerissen und durchlöchert, der Fußboden teilweise aufgebrochen, die Tapeten von den Wänden gerissen und die Wände an mehreren Stellen versengt. Eine Weste, die an einem Haken hing, fing Feuer. So sah es aus in der Küche und in allen anderen Räumen im ersten und zweiten Stockwerk. Merkwürdig war es, daß kein Brand entstand.

Kristiania, 27. Juni 1908. H. Mohn.

Provisorische Sonnenflecken-Relativzahlen für das II. Quartal 1908.

	April	Mai	Juni		April	Mai	Juni
1	17	82	96	17	19	24	22
2	—	—	106	18	21	25	38
3	57	65	116	19	22	19	60
4	100	53	95	20	—	26	35
5	—	55	95	21	49	14	31
6	—	49	—	22	50	25	—
7	—	65	—	23	55	—	21
8	—	82	—	24	—	7	—
9	97	53	35	25	55	7	35
10	86	77	46	26	40	—	39
11	65	59	29	27	—	21	37
12	47	54	23	28	89	43	31
13	32	38	—	29	—	38	34
14	18	23	25	30	—	40	37
15	19	31	28	31	—	76	—
16	12	16	23	Mittel:	47.5	41.7	47.4

Zürich, 30. Juni 1908. A. Wolfer.

Zum Klima von Sitka. Die Beobachtungsergebnisse von Sitka auf der Insel Baranoff (Territorium Alaska), die unter 57° 3′ NBr. und 135° 19′ WL. v. Gr. liegt, reichen weit zurück und es war von Interesse, dieselben hier niederzulegen, obgleich dieselben besonders in den letzteren Jahren große Lücken aufweisen. Durch das Zusammensetzen der einzelnen Beobachtungsreihen bekommt man ziemlich lange Perioden für einzelne klimatische Elemente, die uns doch ein ziemlich klares Bild für das Klima bieten.

Das Beobachtungsmaterial für die Jahre 1828 bis 1876 ist aus dem Werke W. H. Dalls, Alaska (Meteorology. Pacific Coast Pilot. Coast and Island of Alaska. Washington 1879) entnommen, welches derselbe wieder aus folgenden Quellen geschöpft hat: Ann. Phys. Central Obs. 1847—1867. Ann. Mét. et Mag. 1843—1845. Kupffer (Adolf T.), Observations météorologique faites à Sitka, 1846. In Mémoires de l'acad. imp. des sciences de St. Pétersbourg, St. Petersburg 1850, série VI, t. IV. Scienc. math. et phys Appendice. Lütke (Theodor G.), Voyage autor du monde etc., 3. Vol., Paris 1835, T. 1, pp. 112—113, 220—232. MS. Met. Reg. U. S. A. Vesseloffsky (C. S.), Über das Klima von Rußland, St. Petersburg 1857 (in russischer Sprache). Wild (Heinrich), Die Temperaturverhältnisse des russischen Reiches, St. Petersb. Akad. d. Wiss. 1877.

Für spätere Beobachtungen dienten folgende Quellen: Für die Jahre 1880 bis 1887 Annual Report of the Chief Signal Officer, Washington; für 1898 bis 1904, Report of the Chief of the Weather Bureau, Washington, und für das Jahr 1905 Monthly Weather Review.

Digitized by Google

Die Temperatur. Die Beobachtungen der Monats- und Jahrestemperatur erstrecken sich vom Jahre 1828 bis 1905, jedoch nicht in vollständiger Reihe. So ist z. B. das Jahr 1830, 1831 und 1846 ausgelassen und vom Jahre 1855 besitzen wir nur den Juni und Juli. Weiter fehlen die Jahre 1877 bis 1880 und vom Jahre 1881 die Monate Januar bis Juni, vom Jahre 1887 die letzten drei Monate, vom Jahre 1898 die ersten fünf, und zuletzt vom Jahre 1899 die ersten vier Monate. Alle diese unvollständigen Jahre wurden hier nicht berücksichtigt. Dasselbe gilt von der Unvollkommenheit der Beobachtungen auch für die absoluten Maxima und Minima der Temperatur. Die Beobachtungsreihe der mittleren Maxima und Minima der Temperatur ist sehr kurz und erstreckt sich vom Januar 1882 bis September 1887, so daß wir nur eine vierjährige vollständige Reihe dieser Beobachtungen besitzen.

Sämtliche Beobachtungen vom Jahre 1828 bis Oktober 1867 wurden von den Russen in °R notiert und die letzteren sind in °F eingetragen, und hier sind sie in °C verwandelt.

Die Tagesmittel der Temperatur wurden für die Jahre 1828 und 1829 aus (mittl. Max. + mittl. Min.) : 2 gebildet. Die Mittel der Jahre 1832 bis 1845 sind gewissenhaft von Vesseloffsky aus den stündlichen Beobachtungen auf die wirklichen Tagesmittel reduziert, nach folgender Formel: $\frac{1}{24}(0^h + 1^h + 2^h + \cdots 23^h)$. Die Tagesmittel für das Jahr 1847, vom Mai angefangen bis März 1849 und 1862 inkl., sind auch noch nach der obigen Formel berechnet, jedoch Juni 1849 bis Dezember 1856 nach der Formel $\frac{1}{17}(4^h + 5^h + \cdots + 20^h)$ und die vom Januar 1857 bis 21. Oktober 1867 nach $\frac{1}{19}(4^h + 5^h + \cdots + 22^h)$, die für das Jahr 1867 nach $\frac{1}{3}(7^a + 2^p + 9^p)$. Für die Zeit vom Juli 1881 bis September 1887 nach $\frac{1}{3}(7^a + 3^p + 11^p)$, und zuletzt die vom Juni 1898 bis 1905 inkl. sind aus den (mittl. Max. + mittl. Min.) : 2 gebildet.

Die Höhe der Aufstellung der Thermometer im Freien schwankt zwischen 3 und 4 m über dem Boden.

Da, wie schon erwähnt ist, die Beobachtungsreihe mehrmals unterbrochen ist, so lassen wir die einzelnen abgeschlossenen Perioden folgen.

Mittlere Temperatur in °C.

		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
2 Jahre	(1828—1829)	— 0.4	3.9	4.8	8.3	11.9	14.7	16.9	14.3	12.2	8.1	2.2	— 3.9	7.7
14 „	(1832—1845)	0.7	0.9	2.6	4.6	8.1	11.6	13.1	13.6	10.7	7.0	3.9	1.7	6.5
8 „	(1847—1854)	— 1.3	0.3	0.7	5.0	8.4	10.6	12.9	13.2	10.7	7.0	3.7	— 1.2	5.8
21 „	(1856—1876)	— 0.7	0.3	2.2	5.1	8.4	11.4	16.1	13.1	11.0	7.4	3.0	0.8	6.2
5 „	(1882—1886)	1.8	2.5	3.3	5.7	8.6	11.1	12.7	13.6	11.1	7.6	4.1	2.3	7.0
6 „	(1900—1905)	1.3	1.6	4.2	5.4	8.4	11.0	13.0	13.1	10.4	7.6	4.3	2.8	6.9

Die volle Periode der mittleren Monats- und Jahrestemperatur von 54 Jahren, ausgenommen die Jahre 1828 und 1829, wo sie entschieden ein wenig zu hohe Werte liefern, beträgt für

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
0.4	1.1	2.6	5.2	8.4	11.1	13.0	13.3	10.8	7.3	3.8	1.3	6.5

Die mittlere Jahrestemperatur schwankt in der 54jährigen Periode zwischen den Grenzen 5.2° C und 8.2° C.

Mittlere Extreme der Temperatur (5 Jahre, 1882—1886).

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
mittl. Maxima	4.9	4.9	7.4	9.5	12.5	14.8	16.3	17.0	14.6	10.4	6.7	5.1	10.3
„ Minima	— 1.1	— 1.2	1.4	2.5	5.1	7.7	9.9	10.7	8.5	4.8	1.0	— 1.1	4.0

Absolute Extreme der Temperatur.

	Max.	Jahr	Min.	Jahr	Schwankung
1828—1829	25.0	1829	— 13.8	1829	38.8
1833—1845	31.0	1840	— 16.5	1836	47.5
1847—1854	24.7	1848	— 19.6	1850	44.3
1856—1876	28.3	1874	— 20.0	1874, 1876	48.3
1882—1886	26.1	1885	— 15.6	1882, 1886	41.7
1900—1904	26.1	1903	— 18.3	1900	44.4

Hiermit betrug in dieser ganzen Beobachtungsperiode die absolut höchste beobachtete Temperatur 31.0° C und zwar im Jahre 1840, und die absolut niedrigste war — 20.0° C und kam in den Jahren 1874 und 1876 vor. Die absolute Schwankung der Temperatur beträgt nach diesem 51° C.

Digitized by Google

Niederschläge. Die Beobachtungen beginnen im Jahre 1842 und erstrecken sich mit größeren oder kleineren Unterbrechungen bis zum Jahre 1905. Es fehlen in dieser langen Reihe die Jahre 1846, 1855, 1865, 1877—1880, 1888—1897 gänzlich und von den Jahren 1842 und 1847 fehlen die Monate Januar bis April inkl., von 1849 April und Mai, von 1860 Juni, Juli, November und Dezember, von 1864 die letzten vier Monate, von 1881 die ersten drei, von 1887 die letzten drei und zuletzt vom Jahre 1898 die ersten fünf und vom Jahre 1899 die ersten vier Monate. Auch hier sind die unvollkommenen Jahre nicht berücksichtigt worden.

Die Höhe der Aufstellung des Regenmessers über dem Boden schwankt zwischen 1.5 und 4 m.

Zur klaren Darstellung der Niederschlagsverhältnisse von Sitka sind noch hier, außer den Niederschlagsmengen pro Monat und Jahr, die Tabellen über die größte und kleinste Niederschlagsmenge pro Monat und Jahr, über die mittlere Anzahl der Regentage wie auch der Schneetage beigefügt, und außerdem sind noch aus den vollständigen Jahren für jedes separat die Regenwahrscheinlichkeit und Regendichtigkeit berechnet und Mittel gebildet.

Niederschlagsmenge in Millimeter. 38 Jahre, zwischen 1843—1905.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
206.4	165.1	155.4	150.3	123.9	84.9	100.2	183.7	266.4	316.9	252.1	204.9	2210.2

Das niederschlagreichste Jahr in dieser Periode war das 1886 mit 3562.6 mm Niederschlag und das niederschlagärmste war das 1872 mit 1478.6 mm. Die absolut größte und kleinste Niederschlagsmenge der einzelnen Monate in der ganzen Periode von 38 Jahren stellt uns die nachstehende Tabelle in Millimetern dar:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Absol. Maximum	405.7	415.3	406.4	340.9	262.9	248.9	276.6	554.7	658.2	630.4	521.0	438.9
Im Jahre	1859	1882	1883	1885	1884	1850	1857	1867	1886	1886	1886	1857
Absol. Minimum	63.5	11.0	12.0	34.8	33.3	22.9	11.5	38.1	61.8	156.4	74.7	43.5
Im Jahre	1854	1904	1866	1868	1858	1861, 1903	1901	1874	1851	1867	1859	1852

Mittlere Anzahl der Regentage.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
33jähr. Periode	10.2	9.6	8.7	13.3	14.8	14.9	13.8	17.0	17.5	19.8	16.7	12.3	168.6

Mittlere Anzahl der Schneetage.

33jähr. Periode	6.5	7.8	7.6	3.8	0.5	0	0	0	0	0.1	2.4	5.9	34.6

Mittlere Regenwahrscheinlichkeit.

22jähr. Periode	0.64	0.58	0.53	0.63	0.59	0.55	0.54	0.57	0.63	0.71	0.67	0.65	0.61

Regendichtigkeit.

22jähr. Periode	12.3	9.5	9.4	8.7	8.1	5.6	7.2	10.8	15.2	15.9	13.1	11.2	10.6

Bewölkung. Die Beobachtungen sind kurz und auch unterbrochen. Sie beginnen im Jahre 1865 und schließen mit dem Jahre 1886, jedoch fehlen in dieser Beobachtungsreihe die Jahre 1868, 1869 und 1877—1880. Vom Jahre 1867 fehlen die letzten zwei Monate und von 1870 haben wir nur die letzten drei, vom Jahre 1881 nur die letzten zwei Monate. Unvollkommene Jahre sind auch hier nicht mitgerechnet. Die Beobachtungen wurden in den Jahren 1865—1867 um 6^a, 2^p und 10^p angestellt, wogegen für die Jahre 1870—1876 um 7^a, 2^p und 9^p, und für 1882—1886 um 7^a, 3^p und 11^p. Der Bewölkungsgrad ist nach der zehnteiligen Skala angegeben, wo 0 ganz heiter, 10 ganz bewölkt bedeutet.

Mittlere Bewölkung.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
13jährige Periode	6.2	6.7	6.5	6.2	6.7	7.4	7.5	7.6	7.5	7.4	7.4	6.7	7.0

Relative Feuchtigkeit und Dampfdruck. Die Berechnungen des Dampfdruckes fangen mit dem Jahre 1842 an und schließen mit dem Jahre 1867. In dieser Reihe fehlen die Jahre 1845, 1846, 1853 gänzlich und von dem Jahre 1842 die ersten zwei Monate, von 1844 der Dezember, von 1847 die ersten drei Monate, von 1849 April und Mai, von 1855 die ersten fünf und zuletzt vom Jahre 1867 die letzten drei Monate. Von

Digitized by Google

der relativen Feuchtigkeit besitzen wir nur eine fünfjährige Beobachtungsreihe vollkommen, da vom Jahre 1881, von wo die Beobachtungen anfangen, die ersten drei Monate fehlen, und von dem Schlußjahr 1887 die letzten drei.

Das Hygrometer wurde um 7ª, 3ᵖ und 11ᵖ abgelesen.

Relative Feuchtigkeit in Prozenten.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
5 Jahre (1882—1886)	75	77	76	70	73	75	80	81	82	78	78	74	76

Dampfdruck in Millimetern.

17jähr. Mittel . .	3.7	3.9	3.9	4.9	6.2	7.7	9.1	9.4	8.2	6.2	5.4	4.2	6.0

Winde. Die Beobachtungen über Windrichtungen sind in zwei Tabellen niedergelegt und zwar die erste ist aus einer Periode von neun Jahren und neun Monaten gebildet (1833—1842), die zweite Tabelle ist aus einer sechsjährigen Periode gebildet und zwar vom Oktober 1881 bis September 1887 inkl. Es sei hier noch bemerkt, daß die Windrichtungen der zwei Tabellen in Prozenten ausgedrückt sind. Die Beobachtungsstunden für die erste Periode waren 8ª, 3ᵖ und 9ᵖ, für die zweite 7ª, 2ᵖ und 9ᵖ.

Beobachtungen über die Stärke des Windes sind aus einer dreijährigen Reihe gebildet, die sich über den Zeitraum von 1869—1876 inkl. erstreckt. Die Beobachtungstermine sind 7ª, 2ᵖ und 9ᵖ. Die Stärke ist nach der zehnteiligen Skala angegeben, wo 0 = Kalme und 10 = heftigen Orkan bedeutet. Es sei hier noch bemerkt, daß die Beobachtungen noch von den Russen gemacht worden sind und daß wir andere noch nicht besitzen. Sehr großer Wert darf der Tabelle nicht zugeschrieben werden.

Angaben über die mittlere Windgeschwindigkeit in Metern pro Sekunde, wie auch über die absolute maximale Windgeschwindigkeit reichen vom Jahre 1882 bis 1886, also haben wir im ganzen nur fünf Jahre. Alle diese Werte für diese zwei Windtabellen sind aus dem englischen Maßsystem in metrisches umgerechnet worden.

I. Windrichtungen (1833—1842).

Monate	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Calm.
Januar . . .	10.65	12.90	19.22	11.29	7.66	4.52	3.55	3.79	25.72
Februar . . .	7.36	13.21	15.60	12.68	10.28	6.38	3.55	5.67	25.27
März	5.99	9.22	17.56	9.87	8.98	9.55	6.80	8.66	23.38
April	4.19	8.47	10.49	12.17	8.05	11.91	8.31	11.41	25.00
Mai	5.58	5.42	9.71	8.82	8.50	16.34	10.76	15.69	19.18
Juni	4.18	3.38	7.21	5.78	8.36	19.93	15.39	16.01	19.75
Juli	3.69	1.98	5.22	4.41	11.87	17.80	11.96	10.61	32.46
August . . .	2.80	3.70	6.77	7.67	8.48	16.70	10.29	11.82	31.77
September . .	3.40	3.40	10.19	10.19	15.33	11.67	10.10	8.71	27.00
Oktober . . .	3.79	6.29	24.28	10.65	10.89	12.01	5.81	4.35	21.93
November . .	5.17	6.78	26.53	19.83	8.47	7.88	5.93	2.37	17.04
Dezember . .	10.30	10.84	20.52	15.59	5.02	6.09	4.75	6.63	20.25
Frühling . . .	5.25	7.70	12.59	10.29	8.51	12.60	8.62	11.92	22.52
Sommer . . .	3.56	3.02	6.40	5.95	9.57	18.14	12.55	12.81	27.99
Herbst	4.12	5.49	20.33	13.59	11.56	10.52	7.28	5.14	21.99
Winter . . .	9.44	12.32	18.45	13.19	7.65	5.66	3.95	5.36	23.75
Jahr	5.61	7.18	14.65	10.78	9.31	11.67	8.04	8.77	23.98

II. Windrichtungen (1867—1876).

Januar . . .	35.00	19.69	20.08	6.93	1.91	2.39	7.29	5.26	1.43
Februar . . .	21.56	21.83	30.60	8.24	6.93	2.35	3.53	4.18	1.31
März	19.95	16.13	29.87	11.35	9.56	2.75	6.09	3.23	1.07
April	11.11	9.01	23.46	17.78	16.54	9.01	7.28	3.83	1.98
Mai	5.02	8.12	23.89	17.20	26.16	7.53	7.41	2.03	2.63
Juni	4.32	3.21	17.78	13.21	25.31	14.32	14.57	4.07	3.21
Juli	3.11	1.19	7.17	9.32	32.50	16.96	21.03	5.26	3.46
August . . .	4.32	4.20	14.99	8.87	25.42	13.79	21.94	4.08	2.40
September . .	9.38	6.80	22.35	17.53	14.81	8.39	15.55	2.72	2.47
Oktober . . .	8.48	12.66	24.73	22.58	12.30	4.06	7.53	4.66	2.99
November . .	18.64	23.95	22.59	12.84	5.56	6.05	4.69	5.06	0.62
Dezember . .	20.55	18.99	27.12	9.56	4.66	3.34	5.97	9.08	0.72
Frühling . . .	12.03	11.09	25.74	15.44	17.45	6.43	6.93	3.03	1.89
Sommer . . .	3.92	2.87	13.31	10.47	27.74	15.02	19.18	4.47	3.02
Herbst	12.17	14.47	23.22	17.65	10.89	6.17	9.26	4.15	2.03
Winter . . .	25.70	20.17	25.75	8.24	4.50	2.69	5.60	6.17	1.15
Jahr	13.43	12.10	21.95	12.96	15.19	7.59	10.28	4.46	2.03

Digitized by Google

Windstärke (1869—1876).

Monate	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Januar	1.09	1.27	1.55	1.92	2.18	1.72	1.98	1.49
Februar . . .	1.08	1.28	1.47	1.45	1.75	1.71	1.00	1.25
März	1.12	1.26	1.50	1.87	1.51	1.10	1.10	1.02
April	1.07	1.36	1.37	1.41	1.19	1.40	1.25	1.06
Mai	1.18	1.41	1.41	1.55	1.29	1.23	1.19	1.00
Juni	1.00	1.08	1.23	1.24	1.23	1.29	1.14	1.00
Juli	1.04	1.00	1.09	1.15	1.10	1.15	1.10	1.17
August	1.32	1.39	1.56	1.63	1.25	1.22	1.37	1.40
September . .	1.11	1.25	1.54	1.51	1.33	1.34	1.27	1.90
Oktober . . .	1.17	1.50	1.77	1.66	1.74	1.90	1.19	1.02
November . .	1.18	1.50	1.60	1.46	1.41	2.28	1.37	1.13
Dezember . .	1.14	1.29	1.77	1.79	1.73	1.65	1.68	1.39
Jahr	1.12	1.30	1.49	1.55	1.48	1.50	1.30	1.24

Mittlere Windgeschwindigkeit in mps (1882—1886).

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
4.38	4.00	3.66	4.00	3.80	3.36	3.26	2.73	3.71	4.56	5.41	5.54	4.04

Absolutes Maximum der Windgeschwindigkeit pro Stunde in km (1882—1886).

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Geschwindigk.	112.7	109.4	72.4	90.1	66.0	54.7	57.9	54.7	72.4	96.6	99.8	96.6	112.7
Wind	E	SE	E, SE	SE	E	E, SW	NW	SW	S	E	SE	E, SE	E
Datum . . .	10.	—	13., 28.	4.	15.	17.	—	11.	18.	—	—	16., 24.	10.
Jahr	1884	1886	1884	1884	1884	1884, 1886	1885	1882	1882	1885	1885	1882	1884

Nachtrag. Aus den oben mitgeteilten Tabellen und nach Mitteilungen von H. W. Dall in seinem genannten Werk, wie auch nach A. Rühl, Überblick über geographische und geologische Verhältnisse Alaskas, Peterm. Mitt. Bd. 53, 1907, wie auch aus Pogg. Ann., Ergänzungsband I, 1842: Über das Klima von Sitka und die NW-Küste von Amerika, entnehmen wir folgendes über das Klima von Sitka:

Wie schon erwähnt, liegt Sitka auf der westlichen Seite auf der Baranoffinsel, von ihr westlich liegt die Kruzofinsel, nördlich die Chichagofinsel, östlich Admirality- und Kuidinsel, nur gegen SW hat Sitka einen offenen Weg zum Großen Ozean. Alle die oben erwähnten Inseln sind nur durch nicht besonders breite Meerengen von der Baranoffinsel entfernt. Wie die Inseln selbst, so besitzt auch die Baranoffinsel ziemlich hohe Berge und diese üben einen beträchtlichen Einfluß auf das Klima von Sitka aus, und zwar viel mehr als die schmalen Meeresräume. Besonders wird die Ausgleichung der Temperaturverschiedenheit zwischen dem Kontinent und Ozean gehemmt. Sitka hat ein nicht ganz reines Küstenklima. Der Januar hat eine mittlere Temperatur von 0.4° C und der wärmste Monat ist der August, der eine mittlere Temperatur von 13.3° C hat. Die mittlere Jahrestemperatur repräsentiert die Zahl 6.5° C, also wie z. B. in Schottland. Die Temperaturschwankungen sind auffallend gering. Das Mittel beträgt für Januar 1° und für August 13°, so daß der Unterschied bloß 12° beträgt. Die Sommer in Sitka sind nicht besonders warm, sie sind bedeutend kälter als die Sommer der Westküste Europas in gleicher Breite, danach hat Sitka die Sommertemperatur derjenigen Länder, wo Roggen gar nicht zur Reife kommen kann. Natürlich trägt nicht bloß die Temperatur allein die Schuld an dem Nichtgedeihen des Roggens, sondern auch andere klimatische Elemente tragen viel dazu bei. Die Winter sind relativ wärmer. Auf die Temperatur üben einen großen Einfluß auch die Niederschläge, die hier besonders stark sind. Sie sind zwei- oder gar dreimal so groß wie in Schottland. Durchschnittlich fallen jährlich gegen 2210 mm. Die größten Niederschlagsmengen fallen in den Herbst- und Wintermonaten und besonders im Oktober. Das Mittel aus 38 Jahren beträgt 3169 mm. Der niederschlagärmste Monat ist Juni, der eine mittlere Niederschlagsmenge von 84.9 mm hat. Schwere Regen kommen äußerst selten in Sitka oder besser gesagt fast nie vor, aber sie sind lang anhaltend und lästig, da sie sehr viel Staub enthalten. Im Durchschnitt sind 200 Tage im Jahre entweder regnerisch oder schneeig, auf 166 Regentage kommen 34 Schneetage. Die Zahl der Schneetage variiert zwischen 10 und 68 Tagen in verschiedenen Jahren. Schneefälle sind sehr selten im Mai und Oktober und von Juni bis September sind sie ganz unbekannt Der Grund, daß Sitka so große Niederschlagsmengen hat, liegt erstens in ihrer Lage selbst und in den Winden, von denen später die Rede sein wird. Die hohen Niederschläge haben einen großen Einfluß auf die Vegetation und so sind die Berge wegen reichlicher Niederschläge fast bis an

Digitized by Google

das Ufer der See mit dichten Waldungen besetzt, meist mit Fichten, Tannen und Zedern, wie auch üppig gedeihendem Gebüsch. Durch die Gebirge und üppigen Wälder werden die Ausdünstungen der See zurückgehalten und durch Luftschichten der Berge, die kälter sind, zu Regen und Nebel niedergeschlagen.

Was die Bewölkung in Sitka betrifft, so fällt die größte Bewölkung mit dem größten Regenfall nicht zusammen. Die mittlere jährliche Bewölkung beträgt 7.0 nach 13jährigen Beobachtungen, die kleinste im Januar 6.2, und die größte im August 7.6. Die Lage der Stadt Sitka scheint sehr ungünstig zu sein für eine klare Atmosphäre, aber in vielen Beziehungen sehr günstig für relativ reichliche Nebel und Regen.

Da die Luft sehr feucht ist, macht sie den Aufenthalt in Sitka unangenehm, wird aber trotzdem nicht so unangenehm empfunden, da sie vom Meere herrührt, als die, die von Morästen herkommt. Die Feuchtigkeit der Luft rührt meistens von den Winden und der Verdunstung her, die durch zahlreiche Niederschläge verursachte Nässe durch den unteren Teil der wärmeren Luftschichten.

Der Beginn des Jahres ist durch vorherrschende Winde mit nördlicher und östlicher Richtung gekennzeichnet, wo die letzteren mit fortschreitender Jahreszeit eine rückwärts laufende Tendenz bekommen. Nordwestwinde sind im Juli und August die vorherrschenden und nach diesen die Ostwinde. Nordwestwinde sind zu keiner Zeit sehr zahlreich und die Tatsache bekräftigt auch die Örtlichkeit selbst, die durch die Kruzofinsel und die hohen Berge in dieser Richtung beschirmt wird. Die Monate Juli und August kann man zu den ruhigsten zählen, weil während ihrer Zeit nur leichte Brisen wehen. Während des Winters und im Spätherbst (November) aber und in den Äquinoktialperioden herrschen schwere stürmische Winde, im Sommer jedoch fehlen dieselben gänzlich. Anhaltend schönes Wetter ist in Sitka immer von Nordwestwinden begleitet. Neigt sich der Wind von NE nach E und geht er dann zum Südostwind über oder wenn er von S zurück nach SE übergeht, so herrscht in Sitka feuchte Witterung und bewölkter Himmel und Regen erfolgt dann ohne Ausnahme. Dreht sich aber der Wind von S nach SW und geht er in reinen Westwind über, so ist derselbe von heftigen Stößen begleitet und es zeigt sich die Luft zu Gewittern geneigt (meistens im November). Die Winde, die aus der Meerenge Sitkas herauswehen, reinigen die Luft und begünstigen die Schiffahrt. Hier steht das Meer das ganze Jahr der Schiffahrt offen, denn die Vereisung des Meeres und Verrammung durch Eisblöcke ist hier unbekannt. Obwohl die Schneefälle nicht so überaus häufig sind, sind sie doch hinreichend, um in den ziemlich trockenen Sommern gute Dienste zu leisten. Seit der amerikanischen Okkupation pflanzt man hier, trotz des ungünstigen Klimas, doch erfolgreich Erdäpfel, Kohl, Mohrrüben und Rettich. Jan Krčmář.

Schwankungen in der thermischen Strahlung der Sonne[1]. Einige Forscher haben in letzter Zeit nachzuweisen versucht, daß die periodischen Schwankungen, die in den meteorologischen Phänomenen auftreten, mutmaßlich von den Änderungen der Sonnenstrahlung abhängen. Die zwei am meisten plausiblen Perioden der Sonnenstrahlungsänderungen sind die Sonnenfleckenperiode, welche einen mittleren Wert von ungefähr 11 Jahren besitzt, und die Zeit der synodischen Rotation. Prof. Newcomb entwickelte die analytischen Methoden für die Untersuchung der Schwankungen mit einer fix gegebenen Periode und auch für jene Fälle, in denen die Periode schlecht gezeichnet oder mangelhaft ist. Diese Methoden wurden sodann angewendet, um die Beziehung der Änderungen der Temperatur zu der Sonnenfleckenperiode, der synodischen und einigen anderen Perioden aufzustellen.

Köppen kommt in einer Abhandlung auf Grund meteorologischer Beobachtungen in den verschiedenen Gegenden der Erdkugel in den Jahren 1827 bis 1877 zum Schlusse, daß die Temperatur der tropischen Gegenden zur Zeit eines Maximums der Sonnenflecken um 0.7° C niedriger ist als zur Zeit eines Minimums. Außerdem hat Brückner in neuerer Zeit einige Beweise für eine 35jährige Periode in den meteorologischen Phänomenen, einschließlich der Temperatur, erbracht.

---

[1]) Simon Newcomb, Eine Untersuchung über Schwankungen in der thermischen Strahlung der Sonne und ihren Einfluß auf die Temperatur der Erde. Transactions of the American Philosophical Society. N. S. Vol. 21, V.

Digitized by Google

Prof. Newcomb kommt in seinen Untersuchungen zu folgenden Schlüssen: „Die Realität der 11jährigen Schwankungen scheint über jeden Zweifel erhaben zu sein, obgleich die Amplitude manchmal nicht größer als ihr wahrscheinlicher Fehler ist. Jedoch ist ihr Betrag zu klein, um irgend einen wichtigen direkten Einfluß auf meteorologische Phänomene hervorzurufen. Die Schwankung beträgt ungefähr die Hälfte von jener, die Köppen gefunden hat und ist kleiner als einen halben Grad Fahrenheit. Die Realität der 35jährigen Periode ist noch nicht bestätigt worden."

Die mitgeteilten Resultate wurden aus den mittleren jährlichen Abweichungen erhalten. In einer Untersuchung der mittleren monatlichen Abweichungen ist Newcomb zum Ergebnisse gekommen, daß die Wahrscheinlichkeit zugunsten sehr kleiner Schwankungen in der Sonnenstrahlung für Perioden größer als ein Monat und geringer als einige Jahre gering ist. Wenn sie überhaupt existieren, so sind sie sicher zu klein, um irgend einen bemerkenswerten meteorologischen Einfluß hervorzurufen. Die wahrscheinlichste Periode der möglichen Schwankungen beträgt ungefähr sechs Jahre. Neben dieser regelmäßigen Schwankung parallel den Sonnenflecken und einer möglichen mehr oder minder unregelmäßigen Schwankung mit einer Periode von wenigen Jahren ist die Sonnenstrahlung keiner Änderung unterworfen, die genügend stark ist, um irgend einen meßbaren Effekt in der terrestrischen Temperatur hervorzurufen. Weiter wurden noch Dekaden- und Pentadenabweichungen untersucht. In diesen Abweichungen zeigt sich eine gewisse Möglichkeit, aber kein sicherer Beweis, daß eine Tendenz in den terrestrischen Temperaturen vorhanden ist, in einer Periode zu schwanken, die der synodischen Rotation der Sonne entspricht. Wenn die Schwankungen reell sind, ist der Betrag der dadurch bewirkten Temperaturschwankung bloß ein kleiner Bruchteil eines Zehntel Grades.

Diese von Newcomb erhaltenen Resultate stehen in direktem Widerspruch zu den Resultaten, die Langley erhalten und im Astrophysical Journal, Juni 1904, veröffentlicht hat. Die Bolometerbeobachtungen Langleys schienen zu zeigen, daß im Frühjahre 1903 eine gut ausgesprochene Abnahme der Sonnenstrahlung eingetreten war, die vielleicht ungefähr 10 Proz. betrug. Diese Bolometerresultate schienen durch gleichzeitige Temperaturbeobachtungen weit voneinander entfernter, verschiedener Stationen bestätigt worden zu sein. Wenn Newcombs Resultate als feststehend angenommen werden, folgt, daß sowohl das Bolometer wie die Temperaturbeobachtungen, die Langley benutzt hat, durch terrestrische Ursachen beeinflußt waren, obgleich solche mit großer Sorgfalt zu vermeiden gesucht worden waren. Trotzdem scheint dies wahrscheinlich, vielleicht weil mehrere der meteorologischen Stationen, die Langley, um seine Resultate zu verifizieren, benutzt hat, in hohen Breiten gelegen sind [1]).

Absorption der Sonnenstrahlung in Wasser [2]). Bei allen den Problemen, die sich mit der Temperatur des Wassers in den oberen Schichten der Seen oder des Meeres befassen, spielt die direkte Erwärmung durch die Sonnenstrahlung eine große Rolle. Allerdings war man im Unklaren, bis zu welcher Tiefe hinab sich ihre Wirkung noch geltend macht und konnte nur aus Beobachtungen der Lage der „Sprungschicht" als beiläufigen Wert etwa 12 m unter der Oberfläche angeben.

Die jetzt vorliegenden physikalischen Messungen geben aber ein einfaches Mittel an die Hand, jene Tiefe zu rechnen. Es hat nämlich E. Aschkinass das Absorptionsvermögen des Wassers für verschiedene Wellenlängen untersucht, dabei auch solchen, die weit von Ultrarot liegen. Mit den von ihm gewonnenen Zahlen und der von Langley angegebenen mittleren Energieverteilung im Sonnenspektrum, wie sie sich an der Erdoberfläche ergibt, läßt sich nun die Energieverteilung im Sonnenspektrum nach Durchlaufen verschieden dicker Wasserschichten rechnen. Da das Absorptionsvermögen des Wassers stark von der Wellenlänge abhängt (im Ultrarot bekommt es besonders hohe Werte), mußte diese Rechnung für jede Wellenlänge gesondert durchgeführt werden. Eine Ausmessung der Sonnenspektren für verschiedene durchlaufene Weglängen gibt dann die Gesamtintensität der

[1]) Aus Science, Vol. 27, p. 511.
[2]) Auszug aus den Wiener Sitzungsberichten 117, IIa, 1908, S. 237.

Digitized by Google

in die betreffende Tiefe hinabgelangenden Sonnenstrahlung. Diese ergab sich bei senkrechtem Einfall, die Intensität der einfallenden Strahlung = 1000 gesetzt,

in	0.01	mm	Tiefe	993.7
„	0.1	„	„	952.1
„	1	„	„	859.4
„	1	cm	„	730.2
„	1	dm	„	549.3
„	1	m	„	358.1
„	10	„	„	181.5
„	100	„	„	13.9

Dabei werden in den obersten Schichten hauptsächlich die Strahlen des ultraroten Teiles des Spektrums verschluckt, von denen die Partie, welche Wellenlängen von mehr als 1.8 μ (die Wellenlänge des äußersten sichtbaren Rot beträgt etwa 0.8 μ) besitzt, schon in einer Entfernung von 1 mm unter der Wasseroberfläche verschwunden ist. Erst in 1 dm Tiefe wird die Absorption auch im sichtbaren Spektrum bemerkbar, ist jedoch in diesem viel geringer, so daß man — reines Wasser vorausgesetzt — auch in 100 m immer noch $^1/_{70}$ der gesamten einfallenden Strahlungsintensität antrifft. Davon gehört aber alles nur der mehr gegen die kürzeren Wellenlängen liegenden Hälfte des sichtbaren Spektrums an, die Sonne wird also, von dort gesehen, blau erscheinen.

Wie die oben angeführten Zahlen zeigen, wird ein bedeutender Teil der Sonnenstrahlung schon in den obersten Schichten abgefangen; diese werden also die stärkste Erwärmung aufzuweisen haben. Nimmt man eine Strahlungsintensität der Sonne von 1 g-cal in der Minute auf 1 cm² einer auf die Strahlen senkrecht stehenden Fläche an, so ergeben sich folgende Erwärmungen, sofern man von Wärmeverlust durch Leitung und Konvektion, auch von dem durch Strahlung und Verdunstung verursachten, absehen kann:

An	der	Oberfläche	eine	Zunahme	um	6.68° C	in	der	Minute
In	0.1	mm	Tiefe	„	„	„	3.69	„	„	„
„	1	„	„	„	„	„	0.71	„	„	„
„	1	cm	„	„	„	„	0.071	„	„	„
„	1	dm	„	„	„	„	0.0071	„	„	„
„	1	m	„	„	„	„	0.0008	„	„	„
„	10	„	„	„	„	„	0.00008	„	„	„
„	100	„	„	„	„	„	0.000003	„	„	„

Allerdings wird fast alle der obersten Schicht zukommende Energie unmittelbar zur Verdampfung verwendet, in größeren Tiefen wird man aber diese Temperaturerhöhungen noch ganz gut nachweisen können.

Was die Tiefe betrifft, bis zu welcher sich eine durch direkte Sonnenstrahlung bewirkte Temperaturschwankung von mehr als 0.1° einstellt, so ergibt sich diese (die tägliche Strahlung auf 1 cm² zu 600 cal angenommen) zu beiläufig 7 m. Amplituden von 0.01° sind bis etwa 50 m zu erwarten. Leider ist das bis jetzt gesammelte Beobachtungsmaterial, was Temperatur betrifft, durchaus nicht derart, eine eingehendere Nachprüfung der Rechnung zu gestatten. Nur von F. M. Exner liegen genügend genaue Messungen der Temperatur in verschiedenen Tiefen im Wolfgangsee zu verschiedenen Tageszeiten während einer Periode schönen Wetters vor. Aus ihnen ergibt sich

in einer Tiefe von	24 cm	87 cm	149 cm	274 cm	524 cm
eine Schwankung um	0.88°	0.53°	0.35°	0.24°	0.24°
während die Rechnung liefert	1.87	0.54	0.30	0.17	0.09

Die Angaben des tiefsten Thermometers sind, wie schon Exner bemerkt, wahrscheinlich durch Quellen am Seegrunde gefälscht; die übrigen beobachteten Werte stimmen ganz vorzüglich mit der Rechnung überein, nur in der allerobersten Schicht macht sich der durch Verdunstung an der Oberfläche unter dem Einfluß des Windes eintretende Energieausfall bemerkbar. Eine oberflächliche Schätzung läßt diesem letzteren in der Tagessumme einen Betrag von etwa 160 cal auf 1 qcm zuschreiben, was etwa der Verdunstung einer Schicht Wassers von 0.27 cm Dicke entsprechen würde. Tatsächlich ergaben die gleichzeitig mit den oben angeführten Temperaturbeobachtungen angestellten Verdunstungsmessungen für einen Tag eine Verdunstung von 0.32 cm, in guter Übereinstimmung mit dem errechneten Wert.

Waren diese Beobachtungen an einem See gemacht, so zeigten die Temperaturmessungen im Mittelländischen Meere, welche von der „Pola"-Expedition vorgenommen

Digitized by Google

worden waren, ein viel tieferes Hinabreichen der gestörten Schicht, wie es bei intensiveren Winden und stärkerem Wellengang auch ohne weiteres zu erwarten ist.

Da die erwärmenden Strahlen der Sonne bis in ziemliche Tiefen hinabdringen, die Abkühlung durch die nächtliche Ausstrahlung jedoch nur an der Oberfläche eintritt, wird sich überall dort, wo durch Verschiedenheit des spezifischen Gewichts Konvektionsströmungen zwischen den einzelnen Schichten unmöglich werden, die während des Tages oder des ganzen Sommers zugestrahlte Wärme summieren. So erklären sich leicht die hohen Temperaturen, welche in einigen Salzseen angetroffen wurden. Auch die zuweilen gefundenen höheren Temperaturen am Grunde der Seen dürften manchmal darauf zurückzuführen sein, daß von dem durch Strahlung erwärmten Boden aus die unmittelbar darüberliegenden Schichten Wärme empfangen.

Eine Anwendung der Resultate auf Wassertröpfchen von der Größenordnung der Wolkenelemente ergibt, daß diese zwar merkliche Beträge absorbieren, daß aber eine vollständige Auflösung von Wolken oder Nebel durch die Wirkung der Strahlung nur insofern eintreten kann, als die Luft und der Wasserdampf in ihr Wärme aufnehmen und diese dann an die Tröpfchen abgeben. Wilhelm Schmidt.

Zum Problem der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer. Die sehr lehrreichen Darlegungen des Herrn Hann auf S. 215 f. enthalten einige nicht unerhebliche Lücken. Der verehrte Herr Verfasser übergeht zunächst ganz die Tatsache, daß die Meere aus Salzwasser bestehen und dabei an ihrer Oberfläche eine starke Verdunstung erleiden, die unter den im Mittelmeer obwaltenden Umständen in der warmen Jahreszeit eine Abwanderung der schwerer gewordenen Wasserteilchen von der Oberfläche in die Tiefe bewirken muß. Die gleich im Anfang aufgestellte Frage, welcher physikalische Vorgang denkbar sei, der die Wärme der Oberfläche in einem Halbjahr bis zu so großen Tiefen (300 und 500 m) vordringen läßt, wird von den Ozeanographen dahin beantwortet werden, daß es die Verdunstung ist, die hierfür in erster Linie in Betracht kommt. Ich habe mich in meinem Handbuch der Ozeanographie (I, S. 393 f.), übrigens nicht etwa als erster, sehr eingehend mit dieser Frage beschäftigt und gezeigt, wie die Verdunstungsgeschwindigkeit groß genug ist, die hier erforderliche vertikale Konvektion hervorzurufen. Da diese Dinge Herrn Hann seit Jahren durchaus geläufig sind, vermisse ich zum mindesten eine Andeutung der Gründe, weshalb er diese Vorgänge ganz aus der Diskussion ausgeschaltet hat. — Ferner hat Herr Hann einen Hinweis unterlassen auf die empirischen Unterlagen für meine Annahme, daß die jährliche Wärmeperiode im westlichen Mittelmeer bis 300, im östlichen bis 500 m Tiefe eindringe. Wie aus meinem Handbuch (S. 417, 418, 461) zu ersehen, stütze ich mich wesentlich auf zwei Beobachtungsreihen: diejenigen Aimés vor Alger und Semmolas im Golf von Neapel. Beide erweisen für das westliche Mittelmeer die Homothermie der ganzen Wassersäule am Ende des Winters von 12.6° im ersten und 13.1° im zweiten Falle. Endlich finde ich auffällig, daß Herr Hann mit den von der Seewarte veröffentlichten Mittelwerten für die Oberflächentemperatur des Mittelländischen Meeres operiert, während es sich doch in diesem Falle, wie er selbst sehr eindringlich auseinandersetzt, um die absoluten Minima auf einer irgend erheblichen Fläche des betreffenden Beckens handelt. Wenn nun die Seewarte für den Februar im landfernen Teile des Tyrrhenischen Golfs schon Mittelwerte von 12.6 bis 13.2° gibt, so wird man daran die Erwartung knüpfen dürfen, daß die absoluten Minima recht wohl, wie auch Semmola beobachtet hat, eine genügende Zeit bei 13.1° liegen können, um die winterliche Homothermie einzuleiten. Aber man wird auch analoges Verhalten im östlichen Mittelmeer nicht unwahrscheinlich finden, wo den südlich gelegenen Dampferrouten zwar Mitteltemperaturen von 15 bis 16° zukommen, aber die kleinasiatischen und syrischen Küstengebiete im Februar und März sehr viel kälter sind und sogar die Küste von Cypern nicht einmal frostfrei ist (diese Zeitschrift 1894, S. 68; 1889, S. 429). Wir brauchen aber nur absolute Minima an der Oberfläche von 13.5 bis 13.8° bei Kreta, Rhodus, Cypern für einige Tage, um die Homothermie herzustellen, und diese sind in der Tat dort im Februar vorhanden, wie aus den im Jahre 1884 erschienenen Charts showing the surface temperatures of the Atlantic, Indian and Pacific Oceans zu entnehmen ist. Den Standpunkt des Herrn Hann, daß an ein Eindringen der jährlichen Periode in so große Tiefen des Mittelmeeres nicht zu denken sei,

Digitized by Google

muß ich also solange verwerfen, als die Beobachtungen von Aimé und Semmola nicht als offenbar irrtümlich erwiesen sind. Leider ist ja unsere Kenntnis von den ozeanographischen Zuständen im Mittelmeer gerade für die Wintermonate noch ganz lückenhaft, und es wäre mit größtem Dank zu begrüßen, wenn die von Herrn Hann angeregte Diskussion eine Reihe von Winterfahrten im Mittelmeer zur Folge hätte. O. Krümmel.

Zur Frage der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer. Ich bin Herrn Kollegen Krümmel sehr zu Dank verpflichtet, daß er meiner Anregung so rasch entsprochen hat, die Frage der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer zu erörtern. Auf die obigen Einwendungen gegen meine Schlußfolgerungen möchte ich vorläufig nur das Folgende erwidern.

Ich glaube mit vollem Recht mit den Mitteltemperaturen der drei kältesten Monate gerechnet zu haben; hätte ich den kältesten Monat allein genommen, so würde ich fast zu dem gleichen Resultat gekommen sein. Das Eindringen der oberflächlichen Erkaltungen in größere Tiefen ist ein sehr langsamer Vorgang, vorübergehende Abkühlungen von Tagen und Wochen dringen nicht tief ein, wegen der Mischung mit den mächtigen unteren, wärmeren Wasserschichten. Daß absolute Minima von 13.5 bis 13.8° von einigen Tagen hinreichen, in so große Tiefen vorzudringen, halte ich für völlig ausgeschlossen. Dazu muß bemerkt werden, daß man mit Temperaturerniedrigungen an den Küsten nicht rechnen darf, wenn die vertikale Zirkulation in dem pelagischen Teile des Mittelmeeres in Frage steht. Diese niedrigen Temperaturen an den Küsten und Randmeeren führen allerdings auch den großen Tiefen des mittleren Beckens kaltes Wasser zu, aber durch Advektion, auf welche allein ich die niedrige Temperatur daselbst zurückführen zu müssen glaube. Wenn Herr Professor Krümmel einwendet, daß es an den kleinasiatischen und syrischen Küsten im Februar und März viel kälter ist, als auf den Dampferrouten, ja daß selbe nicht einmal frostfrei sind, so liegt offenbar eine Verwechselung der Advektion mit der vertikalen Zirkulation in der Mitte des Beckens vor, auf welche allein sich meine Ausführungen bezogen haben.

In den Süßwasserbecken wärmerer Länder finden wir in der Tat in der Tiefe, in welcher die normale (mittlere) jährliche Temperaturschwankung aufhört, beiläufig die mittlere Oberflächentemperatur des Winters. Forel sagt vom Genfersee: Variation anuelle se fait sentir jusque 80, 100 et 120 m (je nach der Strenge der Winter). In 100 m Tiefe hat der Genfersee eine mittlere Temperatur von 5.2° (darunter die strengen Winter 1879/80 und 1891). Die mittlere Temperatur der Oberfläche ist: Januar 5.9°, Februar 5.6°, März 6.0°, Mittel 5.8° (Luft: Winter 1.2°), das ist auch genau die Temperatur, die in milderen Wintern in 100 m herrschte (1883, 1889). Nun kommt es am Genfersee in jedem Winter zu längeren Kälteeinbrüchen, die aber trotzdem nicht in größere Tiefen eindringen.

Am Comersee hat der kälteste Monat im Mittel 3°, der Winter 4° Lufttemperatur, in der Tiefe mit konstanter Temperatur herrscht Jahr für Jahr in 100 m im August wie im Februar 6.8 bis 7.2°, in 200 m 6.8 bis 7.0° (6.8° in dem strengen Winter 1905), dabei ist sicherlich die Temperatur an der Oberfläche häufig bis auf 4° (und darunter) gesunken. Wir finden im Comersee noch in 400 m eine mittlere Temperatur von 6.6°. Man darf also gewiß nicht unter die mittlere Wintertemperatur der Oberfläche hinabgehen, wenn man die Grenzen der jährlichen vertikalen Zirkulation aufsuchen will.

Der Winter 1879/80 hatte in Genf und Lausanne eine mittlere Temperatur von — 2.6° und — 2.1°, und doch ging in 100 m die Temperatur des Genfersees zu Ende Februar nicht unter 4.6° hinab (in 160 m 4.5°).

Herr Professor Krümmel wendet mir die Temperaturmessungen bei Neapel von Semmola im Jahre 1880 ein. Erstlich sind aber diese Temperaturmessungen in Küstennähe angestellt worden (also kommt Erkaltung von den seichteren Rändern durch Advektion noch in Betracht), dann aber war der Winter 1879/80 besonders kalt. Die Temperaturen in Neapel waren:

	Nov.	Dez.	Jan.	Mittel
1879/80	11.6	6.7	5.6	8.0
Normal	12.3	9.4	8.4	10.0
Abweichung	— 0.7	— 2.7	— 2.8	— 2.0

Semmola hat 13.1° in der Tiefe gemessen, somit 5° über die mittlere Luftwärme, man darf also vielleicht 15° als normale Temperatur daselbst annehmen.

Digitized by Google

Das Eindringen der jährlichen Wärmeperiode von der Oberfläche in die Tiefen hängt hauptsächlich von der Strenge der Winter ab. In strengen Wintern ist der Wärmeumsatz viel größer als in normalen, die größere Wärmeabgabe erfolgt dann auf Kosten der in normalen Jahren aufgespeicherten Wärme. Es wäre von großem Interesse, wenn sich jemand am Genfersee z. B. die Mühe nehmen würde, entfernt vom Ufer, bei Kälteeinbrüchen das allmähliche Vordringen der oberflächlichen Abkühlung in die Tiefe nach Temperaturmaß und Zeit zu verfolgen.

Was das Eindringen der Sonnenstrahlung in die Tiefe anbelangt, so kann ich mich auf die Rechnungen von Herrn Dr. Schmid berufen, nach denen, wie zu erwarten, selbe in 500 m, selbst unter den günstigsten Annahmen, sich nicht mehr bemerkbar machen kann. Wenn Herr Prof. Krümmel für das östliche Mittelmeer unter rund $34^1/_2{}^0$ NBr. einen jährlichen Wärmeumsatz von 763 000 Cal. berechnet, so ergab mir ein vorläufiger Überschlag, daß diese Wärmemenge überhaupt dafür nicht zur Verfügung steht.

Daß durch die Oberflächenverdunstung und den dadurch merklich gesteigerten Salzgehalt eine Wärmeströmung mit halbjährigen Unterschieden von der Oberfläche bis zu 500 m anzunehmen ist, möchte ich nach einigen Überschlagsrechnungen ablehnen. Auf diesen Punkt soll noch zurückgekommen werden. Es ist das ja gewiß eine wichtige und interessante Frage. Wenn wir aber in der Tat in 100 bis 120 m im Mittel schon die Wintertemperatur der Oberfläche antreffen und damit die untere Grenze der vertikalen Zirkulation, so ist dies für meine These von keiner weiteren Bedeutung mehr. J. Hann.

Zum Klima von Massaua. Die Herren Dr. Fil. Eredia und Dr. Giov. Memmo veröffentlichen im Bollettino der Società Geografica Italiana (Ser. IV, Vol. VIII, p. 851, Sept. 1907) einen Beitrag zum Klima von Massaua. Derselbe enthält für die einzelnen Jahre 1885 bis 1902 (mit Lücken) die einzelnen Monatsmittel der täglichen Extreme, die Monatsmittel der relativen Feuchtigkeit und die Regenmenge für jeden Monat. Wir haben mittels dieser Daten die folgende Tabelle zusammengestellt [1]):

Zum Klima von Massaua.

	Temperatur							Relative Feuchtigkeit	Regenmenge			Regenlos Proz.
	Mittl. tägl. Extreme		Mittel	Tägl. Ampl.	Extreme Monate		Differenz		Mittel	Max.	Min.	
Januar	22.5	29.4	25.9	6.9	24.6	26.7	2.1	73	43	121	0	6
Februar	22.4	29.6	26.0	7.2	24.5	28.3	3.8	74	17	39	4	0
März	23.1	31.6	27.3	8.5	26.1	28.7	2.6	72	14	65	0	7
April	25.2	33.2	29.2	8.0	27.2	31.3	4.1	70	6	52	0	27
Mai	26.9	35.2	31.0	8.3	29.7	32.7	3.0	66	8	80	0	65
Juni	29.0	38.6	33.8	9.6	32.5	34.7	2.2	52	0	0	0	100
Juli	31.0	39.5	35.2	8.5	33.2	37.8	4.6	56	2	22	0	67
August	30.6	38.7	34.6	8.1	31.2	36.4	5.2	57	10	67	0	47
September	29.2	36.8	33.0	7.6	31.3	35.3	4.0	59	4	21	0	55
Oktober	27.3	34.2	30.7	6.9	27.6	33.1	5.5	60	11	52	0	39
November	25.4	32.3	28.8	6.9	27.7	30.6	2.9	66	26	139	0	33
Dezember	23.0	30.6	26.8	7.6	24.9	28.0	3.1	69	42	162	0	18
Jahr	26.3	34.1	30.2	7.8	29.4	31.3	0.9	65	183	501	72	0

Mittlere Jahrestemperaturen und Regensummen 1885 bis 1902.

	1885	1886	1887	1888	1889	1890	1891	1892	1893
Temperatur	—	30.1	29.9	29.4	30.5	31.1	31.1	30.1	—
Regen	—	153	146	168	154	161	501	265	197
	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902
Temperatur	29.6	29.8	29.7	—	31.3	—	30.0	29.6	29.8
Regen	239	(239)	(191)	(134)	213	—	130	72	95

Die Mittel der täglichen Extreme sind etwas zu hoch, die Mittel der relativen Feuchtigkeit dürften sich nur auf 9^h vorm. beziehen. Die absoluten Extreme werden leider nicht mitgeteilt. Die Mittel aus den Mitteln der täglichen Extreme stimmen in einigen Monaten nicht mit den Mitteln aus den Monatsmitteln, welche aus (Max. + Min.) : 2 gebildet werden. Wir haben erstere eingesetzt.

[1]) S. a. Tacchini, Sul clima di Massaua. Annali del R. Ufficio Centrale 1886, referiert in dieser Zeitschrift, und G. Pasella, Massaua e Assab. Roma 1899.

Digitized by Google

Nimmt man in jedem Jahre den kühlsten und den heißesten Monat, so erhält man als Mittel der extremen Monate 25.4° und 35.4°. Der heißeste Monat war der Juli 1898 mit 37.8° (mittleres Maximum 44.3°), der kühlste der Februar 1897 mit 24.5° (mittleres Minimum Januar 1898 19.5°).

In Massaua herrschen weitaus die Winterregen vor, es ist aber auch eine Andeutung von Sommerregen vorhanden, der August hat wieder mehr Regen als der Juni und Juli, und als der September, er ist auch seltener regenlos als diese Monate. Im Innern auf dem Hochlande herrschen bekanntlich Sommerregen. J. Hann.

Regenfall und Abfluß in den Tropen nach: **Dr. A. Merz**[1]**: Beiträge zur Klimatologie und Hydrographie Mittelamerikas. H. L. Abbot**[2]**, Rainfall and outflow in the valley of the Chagres.** Das Hauptinteresse beider Abhandlungen, verschieden wie ihr Umfang und überhaupt ihr Wert, besteht in der Bestimmung des Zusammenhanges von Regen[3]) und Abfluß, wodurch die wirkliche Verdunstung als Rest bestimmt werden kann, es sind die ersten Daten dieser Art für die Tropen. Für Nicaragua (Merz) kommen noch dazu Beobachtungen über Verdunstung, auch auf den Seen selbst, und Pegelmessungen auf ihnen. Das Material über Abfluß, Verdunstung und Wasserstand wurde von speziellen Kommissionen der Regierung der Vereinigten Staaten gesammelt, zum Zwecke der in Aussicht genommenen Kanäle in Nicaragua und Panama. Da der Nicaraguakanal nicht gebaut wird, so hat die Wissenschaft den reinen Gewinn davon, daß der Kanalbau projektiert wurde.

Merz teilt das Gebiet des S. Juan (Ausfluß des Nicaraguasees) in: 1. das Passatgebiet im E, sehr feucht, mit Regen das ganze Jahr, auch im ausgesprochenen Passat ergiebig von November bis Januar, nur etwas nachlassend von Februar bis April. Wenig besiedelt, meistens Urwald; 2. das Veranogebiet[4]) an den Seen. Scharfe Trockenzeit von November bis April, namentlich die drei letzten Monate fast regenlos. Natürliche Vegetation viel ärmlicher, viel mehr Bevölkerung und Bodenkultur. Dann kommt an der pazifischen Abdachung 3. das Südwestgebiet, Klima und sonstige Verhältnisse wie in 2. Ich vereinige beide und nenne sie Westen, die feuchte Passatregion Osten.

Das Regennetz in Nicaragua und Costarica ist recht dünn, und namentlich gibt es im S. Juangebiet und der benachbarten pazifischen Abdachung keine langen Reihen. Merz zog dies in Erwägung bei Konstruktion seiner Regenkarte. Er mußte sich mit den drei Jahren 1898 bis 1900 begnügen und widmet der Frage der Veränderlichkeit der Jahresmengen eine eingehende Untersuchung, wobei er auch Guatemala, Belize und Panama berücksichtigt (Tab. S. 24—25, 30—31 und Text).

Er scheint alles gesammelt zu haben bis inkl. 1903 und bringt schließlich zusammen 1 Station mit 34 Jahren (S. Jose), 1 mit 29 (Colon), 1 mit 23 (Guatemala), 11 mit 10 bis 19 und 12 mit 4 bis 8 Jahren, im ganzen 26 Stationen auf dem großen gebirgigen Gebiete! Er stellt die Abweichungen dreijähriger Perioden von den vieljährigen Mitteln zusammen und erhält im Mittel $\pm$ 7.5 Proz., die absoluten Extreme sind + 23.2 Proz. S. Jose und — 22.9 Proz. Massaya (W-Nicaragua). Das Resultat ist also günstig, wahrscheinlich dürften seine Isohyeten trotz der Kürze der Zeit nicht über 10 Proz. fehlerhaft sein.

Die Isohyete 6 m umfaßt das Mündungsgebiet des S. Juan, ihr parallel geht die Linie SW, die 3 m fängt an der Küste unter $12^1/_2{}^0$ NBr. an, geht nach SW, kreuzt den S. Juan auf dem ersten Drittel seines Laufes, so daß mehr als $^2/_3$ des Landes mehr als 3 m Niederschlag haben — die feuchte, regnerische Ostregion, unter 11° NBr., geht dann im fast gleichen Abstande vom See nach S, WSW und NW. Das Gebiet unter $1^1/_2$ m umfaßt im

---

[1]) Mitteilungen des Vereins für Erdkunde zu Leipzig 1906. Leipzig 1907. 96 S. 8°. 1 Karte, 3 Bl. Diagramme.

[2]) U. S. Monthly Weather Review, Febr. 1907.

[3]) Da weder in Nicaragua noch in Panama jemals Schnee fällt, so schreibe ich Regen statt Niederschlag.

[4]) Eine sonderbare Verwechselung kommt S. 10 vor. Verano soll nach Merz Frühling heißen, es ist der Name, welchen die Spanier dem klaren, regenarmen oder regenlosen Winter der Tropen gaben, welcher ihnen ihren Sommer in Erinnerung brachte. Verano heißt Sommer im Spanischen, und Primavera Frühling. Der Irrtum Merz' stammt von dem Buche M. Wagners: Naturwiss. Reisen im tropischen Amerika. So schleppen sich Irrtümer von Buch zu Buch, wie in dem bekannten Falle der angeblich über 3 m-Regen in Coimbra (Portugal).

Digitized by Google

NW $^2/_5$ des Nicaraguasees, den ganzen Managua, ein sehr kleines Gebiet im SW und ein viel größeres im NE von ihnen (Leeseite des Passates), endlich die Gegenden mit unter 1 m: 1. eine kleine im SW des oberen Teiles des Nicaragua und 2. eine größere von 12° NBr. vom Nicaragua sich lang nach NW ziehende.

Ich habe bemerkt, daß Merz recht hat, große Fehler dürfte seine Karte wegen der Kürze der Zeit nicht haben. Zwei andere Fehlerquellen sind vorhanden.

A) Fast alle Stationen in dem S. Juangebiete sind in der Ebene oder in Tälern, und die Isohyeten Merz' basieren nur auf ihnen. Und doch, bei der großen absoluten und relativen Feuchtigkeit des E müssen selbst geringe Erhebungen auf der Windseite einen erheblichen Einfluß ausüben. Die schönen Untersuchungen, ausgeführt im Preußischen Meteorologischen Institute, haben gezeigt, daß selbst im deutschen „Ostelbien" Hügel einen merklichen Einfluß auf die Regen ausüben, und doch ist dort im Spätherbst und Winter die relative Feuchtigkeit wohl groß, die absolute aber klein, im Sommer die absolute viel größer, aber die relative bedeutend geringer. Es ist sicher, daß auf dem rechten Ufer des S. Juan, wo an der Windseite des Passates sich Berge erheben, die Regen viel stärker sind, als auf der Karte angegeben.

B) Für den Nicaragua nimmt Merz eine Regenmenge proportional der an den Ufern beobachteten. Dies dürfte aus folgenden Ursachen zu viel sein. 1. Sind die Winde stärker auf dem See, und dies muß, nach der Köppenschen Theorie, zur Minderung der Regen beitragen, 2. fallen die Regen reich und in der Nähe des Sees meistens bei Gewittern des aufsteigenden Stromes, und je näher der Mitte des Sees, desto seltener dürften die vertikalen auf- und absteigenden Ströme, wie auch die Ausdehnung der ganzen Luftschicht durch die Wärme am Tage sein, beides wegen der unbedeutenden Erwärmung der Oberfläche des Wassers im Verhältnis zu derjenigen des Festlandes.

Folgende Tabelle gibt die Regenmenge in den Hauptgebieten.

	Jahr	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Zahl der Jahre
Greytown[1])	6588	592	287	165	290	517	589	874	693	442	508	926	705	6
S. Carlos[2])	3676	238	156	124	137	289	336	419	362	318	438	485	374	5
Granada[3])	1585	8	2	4	7	217	344	192	192	234	317	59	9	6
Managua[4])	1476	0	0	0	0	138	287	164	126	214	421	123	3	3
S. Antonio[5])	2022	1	2	8	8	265	318	224	232	347	520	91	6	6

Die zwei ersten Orte zeigen die Regen des feuchten E, die anderen drei des trockeneren W. In letzterem ist das Jahr scharf in eine 6monatliche Trockenzeit geteilt, in welcher bedeutend weniger als 10 Proz. der Jahresmenge fällt, und in eine 6monatliche Regenzeit mit Maxima im Juni und Oktober. Der E hat das Hauptmaximum am Anfange der regelmäßigen Passatzeit (November), aber in den 6 Monaten Mai bis Oktober regnet es auch mehr als im W, es gibt eine nur sehr relative Trockenzeit.

Die Bestimmungen des Abflusses im S. Juan und in einem seiner rechten Zuflüsse (S. Carlos) zu verschiedenen Jahreszeiten und die Pegelbeobachtungen an ihnen erlauben zusammen einen Schluß auf den Abfluß während des ganzen Jahres im Flußgebiete[6]), die Pegelmessungen auf den Seen geben eine Vorstellung über die Änderungen der Wassermenge der Seen, und zusammen mit den Isohyeten erlauben diese Zahlen auch einen Schluß auf die Verdunstung als Rest. Außerdem wurde auf den Seen die Verdunstung gemessen[7]) und dies gibt eine weitere Stütze für die Berechnungen des Wasserhaushaltes der Seen und also auch des Gebietes des S. Juan.

Freilich ist es noch eine grobe Annäherung, aber doch viel besser als die vollständige Unkenntnis der Vorgänge, welche bis zur letzten Zeit herrschte. Selbst wenn die Daten viel genauer wären, als sie sind, würde doch Vorsicht geboten sein wegen der sehr kurzen Zeit, für welche wir sie besitzen, denn die Untersuchungen von Penck und Ruvarač für

---

[1]) Mündung des S. Juan.
[2]) Mittellauf des S. Juan.
[3]) Nordwestküste des Nicaraguasees.
[4]) Managuasee.
[5]) Pacific, 12° 35′ NBr., 87° 3′ WL.
[6]) Mit der Ausnahme des untersten Drittels von Ochoa bis Greytown und des letzten größeren rechten Zuflusses, des Sarapiqui.
[7]) Die Messungen werden in auf dem Wasser schwimmenden Metallgefäßen gemacht, welche ungefähr die Temperatur des Seewassers annehmen.

Digitized by Google

die böhmische Elbe, von Ule für die Saale, von Oppokow für den oberen Dnjepr haben gezeigt, daß kein vollständiger Ausgleich nach Ablauf eines Jahres stattfindet und Speicherung bzw. Speisung in Zeiträumen von einigen Jahren vorkommen. Kommt ein regenarmes Jahr nach einem normalen, so werden die Flüsse von dem Grundwasser des oder der früheren Jahre gespeist, und ein Teil des Regens nach einem trockenen Jahre dient zur Speisung des Grundwassers.

Angenommen, daß in den 3 Jahren Speicherung und Speisung sich ausgeglichen haben, erhalten wir folgende Zahlen für die verschiedenen Teile des Gebietes.

Höhe in Millimetern.

	Regen	Abfluß	Verdunstung
Managuasee	1185	— 390	1575
Nicaraguasee	1599	+ 290	1309
Einzugsgebiet der Seen	1816	+ 706	1110
Flußgebiet des S. Juan.			
S. Carlosfluß	2992	+ 2003	989
Oberhalb S. Carlos	1709	+ 532	1177
Zwischen diesem und dem S. Carlosflusse	3263	+ 2153	1110
Flußgebiet oberhalb Ochoa	2210	+ 1093	1117[1])
	2027	+ 855	1172[2])

Merz analysiert die Zahlen richtig und scharfsinnig. Er macht, ohne den Namen zu nennen, den Unterschied zwischen der möglichen Verdunstung, welche unsere Atmometer geben, und der wirklichen Verdunstung von einem bestimmten Teile der Erdoberfläche mit ihren Gewässern[3]). Haben wir Land ohne Seen, so ist in der trockenen Jahreszeit die mögliche Verdunstung groß, die wirkliche aber klein, weil kein oder wenig Material zur Verdunstung vorhanden ist. Der Boden ist fast ganz trocken, die Reste des Bodenwassers werden hartnäckig zurückgehalten, desto mehr, je feiner die Bodenteile sind, die Vegetation ist ausgestorben, oder was noch am Leben ist, hat die Blätter verloren oder besitzt Vorkehrungen, welche die Verdunstung auf ein Minimum beschränken, Lachen und Bäche sind ausgetrocknet, Flüsse sind eingeschrumpft. Fangen die Regen an, so wird der Boden feucht, die Vegetation entwickelt sich mit einer wunderbaren Schnelligkeit, die Flüsse werden breiter und treten aus ihren Ufern, es bilden sich Bäche, Lachen und Sümpfe, alles dies steigert die wirkliche Verdunstung, während die mögliche wegen der Zunahme der relativen Feuchtigkeit und der Abnahme der Temperatur abnimmt.

Der erstgenannte Stand der Dinge ist in den trockensten Monaten Januar bis April im westlichen Nicaragua vorhanden, im Mai fangen die Regen an, aber viel Wasser wird auf die Befeuchtung des Bodens und Untergrundes, auf die Bildung und Vergrößerung der Gewässer, auf Bildung neuer Pflanzen bzw. Pflanzenteile und auf die vergrößerte Verdunstung verwandt, und der Abfluß steigt nur langsam. Später, wenn die Regen stärker werden, Boden und Untergrund mit Wasser gesättigt sind und das Wachstum langsamer wird, kommt ein größerer Bruchteil des Regens in den Flüssen zum Vorschein.

Im feuchten E sind die Pflanzen das ganze Jahr im kräftigen Wachstum, der Boden ist beständig feucht, viele Gewässer sind vorhanden, die wirkliche Verdunstung aber groß, und es findet keine Steigerung im Mai statt.

Anders sind die Verhältnisse auf den Seen. Dort ist das ganze Jahr Wasser vorhanden und mit dem Eintritt des schönen, trockenen Wetters im November steigt auch die wirkliche Verdunstung, weil Material dazu vorhanden ist. Die Verdunstung von dem Managuasee ist so groß, daß sie die auf den See fallende Regenhöhe erheblich übersteigt, der Nicaraguasee hat einen unbedeutenden Überschuß des Regens über die Verdunstung. Ich zitiere weiter einige der wichtigsten Bemerkungen Merz' über den Gegenstand.

„Es ergibt sich, daß die Verdunstung für das Niederschlagsintervall von etwa 1500 bis 4000 mm ungefähr 1000 bis 1100 mm beträgt. Sie ist kleiner, als man erwarten durfte, indem man die Bedeutung der Luftfeuchtigkeit für die Verdunstung unterschätzte.

---

[1]) Ohne Seen.
[2]) Mit Seen.
[3]) Siehe Klimate der Erde. Bd. I, S. 21.

Digitized by Google

Anders verhalten sich große Wasserflächen. Bei einer Niederschlagszunahme von 400 mm steigt der Abfluß um 680 mm. Tragen wir die Niederschlags- und Abflußhöhen in ein rechtwinkeliges Koordinatensystem ein, so läßt sich durch die erhaltenen Punkte ohne Zwang eine Gerade legen, und die einfache Gleichung ist $a = n - 1100$ (in Millimetern, a Abfluß, n Niederschlag). Die Gerade ist gegen die Koordinatenachse um 45° geneigt. Diese Gerade stellt die mittleren Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluß zwischen 1500 und 4000 mm genügend genau dar. Trägt man die Niederschlags- und Abflußhöhen für die beiden Seen in dasselbe Koordinatennetz ein und zieht durch sie eine Gerade, so ist dieselbe steiler gegen die Abszissenachse geneigt und wird durch die Gleichung $a = 1.7\ n - 2430$ (in Millimetern) dargestellt. Der Schnittpunkt der beiden Geraden gibt diejenige (1850 mm) Niederschlagshöhe ($a\,n$), bei welcher in diesem Klima der Abfluß von einer Land- und Seefläche derselbe ist."

Nach den Berechnungen von Merz ist die wirkliche Verdunstung also fast gleich groß auf dem ganzen Landgebiete des S. Juan, und es findet nicht nur kein Überschuß der Verdunstung im feuchten E mit seinen Urwäldern und Sümpfen über den trockeneren W statt, sondern die Verdunstung ist im S. Carlosgebiete kleiner.

Ich kann diesen Schluß Merz' nicht annehmen aus dem Grunde, welcher früher erörtert ist, d. h. weil Merz nur Stationen der Ebenen und der Täler für die Isohyeten des S. Carlosgebietes verwandt hat, und doch tatsächlich die Höhen in diesem Gebiete bei der sehr großen absoluten und relativen Feuchtigkeit die Regenmenge sehr erheblich steigern müssen. Ist der Überschuß über die von Merz angenommene Jahresmenge nur 10 Proz., so beträgt er 290 mm, also mehr als die Unterbilanz der Verdunstung des Carlosgebietes gegen das ganze Landgebiet des S. Juan nach der Berechnung Merz'. Und 10 Proz. ist jedenfalls viel zu wenig gerechnet für den Einfluß der Berge in diesem Klima. Es ist jedenfalls anzunehmen nach den vorgebrachten Erwägungen, daß die wirkliche Verdunstung im Jahre in dem regenreichen, feuchten E von Nicaragua mit seinen Urwäldern größer ist als in dem trockeneren W.

Merz gibt folgende Übersicht der Verdunstung von der Oberfläche der beiden Seen in Millimetern.

Nicaragua.		Manuagua.	
Februar bis Juli	753	März bis August	857
August bis Januar	556	September bis Februar . . .	718
März bis Mai	440	März bis Mai	504
Oktober bis Dezember	273	November bis Januar	348
Jahr	1309	Jahr	1575

Es ist interessant, diese Zahlen zu vergleichen mit den phantastischen Mengen bis zu 7 m pro Jahr, welche früher für tropische Ozeane angenommen wurden. Jedenfalls geben die Beobachtungen auf den Seen größere Mengen als die Wirklichkeit, nach dem bekannten Stefanschen Gesetz. Die Luftfeuchtigkeit ist auf diesen Seen viel kleiner als auf den Ozeanen, süßes Wasser verdunstet stärker als salziges, und doch sind auf dem Nicaragua unter 1500 mm pro Jahr gemessen!

Merz berechnet noch 509 Verdunstungs- und Abflußfaktoren in Prozenten der gefallenen Regenmenge für Halb- und Vierteljahre. Ich gebe einen Auszug aus seiner Tabelle. (A Abflußfaktor, V Verdunstungsfaktor.)

			V	A			V	A
Flußgebiet oberhalb S. Carlos	ohne Seen	Mai bis Okt.	56	31	Nov. bis April		94	84
	mit „		54	17			151	113
Flußgebiet oberhalb Ochoa	ohne „	Juni „ Nov.	44	39	Dez. „ Mai		72	87
	mit „		45	27			98	101
Desgl. zwischen S. Carlos und Ochoa	mit „		23	63			51	78
S. Carlosfluß			18	71			39	82
Nicaraguasee		Mai „ Okt.	46	—	Nov. „ April		296	—
Managuasee			63	—			1512	—

Eine eingehende Betrachtung widmet Merz den Verhältnissen der Speicherung und Speisung in den verschiedenen Jahreszeiten. Besonders und mit vollem Rechte sind die Verhältnisse des Nicaraguasees erörtert. Dies ist im eminenten Sinne ein Verdunstungsbecken, weil in einer relativen trocken Tropengegend gelegen.

Digitized by Google

Den Schluß der Abhandlung bilden Tabellen, welche Monatsmittel der Temperatur (I), der Regen im S. Juangebiet (II) und in dessen Umgebung (III), Windrichtung und -Stärke (IV), Bewölkung (V), relative Feuchtigkeit (VI), Verdunstung (VII), Speicherung und Speisung im Nicaraguasee (VIII), Abflußmessungen (IX) geben für jeden Monat.

Im großen und ganzen ist die Abhandlung Merz' ausgezeichnet, der Verfasser hat es verstanden, die verwickelten Verhältnisse der von ihm behandelten Gegend zu benutzen, um uns ein Bild des Wasserhaushalts einer Tropengegend mit großen Seen zu geben, die erste Darstellung der Art, welche wir von den Tropen haben.

Über die Abhandlung Abbots ist viel weniger zu bemerken. Sie behandelt das Gebiet des Chagresflusses oberhalb Bahia, des Flusses, welcher den Panamakanal speisen soll.

Es werden die Regenmenge, der Abfluß und die Verdunstung (letztere als Rest) gegeben und zwar für alle Monate. Ganz mechanisch wird subtrahiert und daher kommt für die regenarmen Monate Januar bis März eine negative Verdunstung zum Vorschein.

Ich betone dies, weil es wirklich eine negative Verdunstung gibt, aber nicht in diesen Verhältnissen. Als negative Verdunstung sind Tau, Reif und die für uns unsichtbare Kondensation auf den Oberflächen von Wasser, Schnee und Eis aufzufassen.

Die Beobachtungsperiode ist 9 Jahre. Die Regen betragen im

Januar . . .	123	April	103	Juli	369	Oktober . . .	333
Februar . . .	25	Mai	284	August . . .	354	November . .	425
März	32	Juni	275	September . .	289	Dezember . .	191
Januar bis März (trockene Monate) . .			158	April bis Dezember (regenreiche Monate)			2654

Jahr Regen 2812 mm, Abfluß 1843, Abflußfaktor 65 Proz., Verdunstung (durch Subtraktion) 969 mm.

Die Verhältnisse des Chagres sind denjenigen des S. Carlos im Nicaragua sehr ähnlich, was die Regenmenge im Jahre und in den einzelnen Monaten, Abfluß und berechnete Verdunstung betrifft. Es könnte bemerkt werden, die von Merz für das S. Carlosgebiet berechnete relativ kleine Verdunstung finde eine Bestätigung in den Zahlen von Abbot für eine längere Periode und ein auch hauptsächlich aus Urwald bestehendes, benachbartes Tropengebiet.

Nun hat Abbot denselben Fehler gemacht wie Merz, auch er hatte nur Talstationen zur Verfügung und hat die Steigerung der Regen auch durch kleine Erhebungen nicht beachtet, und doch muß sie bedeutend sein bei der großen absoluten und relativen Feuchtigkeit der Gegend. A. Woeikow.

Die wahre Mitteltemperatur von San Francisco, Kalifornien. Im Oktoberheft der Met. Zeitschrift 1907, S. 456 referierte Prof. Hann über die „Klimatologie von Kalifornien" und kritisierte die Mitteltemperatur von San Francisco, wie sie auf S. 35 mitgeteilt ist. Eine Tabelle der mittleren Monatstemperaturen, welche die Zeit von März 1871 bis Dezember 1901 umfaßte, ergab als Mitteltemperatur von San Francisco 13.4° C (56.1° F).

Wir glauben, daß Dr. Hann mit großer Genauigkeit die Aufmerksamkeit der Tatsache geschenkt hat, daß sich die mittlere Jahrestemperatur, wie sie einerseits aus langen Serien von Beobachtungen, die zu verschiedenen Stunden gemacht wurden, erhalten wird, und wie sie andererseits sich aus den Mitteln der täglichen Extreme ergibt, sehr oft als vom wahren Mittel abweichend ausfällt. Dr. Hann berechnete die folgenden Korrekturen, die an den Temperaturen von San Francisco angebracht werden müssen, um den wahren Mittelwert, der aus den Jahren 1896 bis 1900 folgt, zu erhalten.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
−0.49	−0.68	−0.85	−0.87	−0.87	−1.06	−1.18	−1.24	−1.28	−1.12	−0.80	−0.54	−0.92° F
−0.27	−0.38	−0.47	−0.48	−0.48	−0.59	−0.66	−0.69	−0.71	−0.62	−0.44	−0.30	−0.51° C

Dr. Hann fand so, daß die Korrekturen ziemlich beträchtlich sind und daß die Mitteltemperatur von San Francisco, wie sie früher angegeben wurde, augenscheinlich zu hoch ist. Er brachte die Korrekturen, die früher mitgeteilt wurden, an den Mittelwerten der Zeitperioden 1888 bis 1901 an und gelangte so zum Schlusse, daß das Jahresmittel der Temperatur nicht 13.4° C (56.1° F) ist, wie Mc. Adie es angibt, sondern bloß 12.7° C (54.9° F) beträgt.

Digitized by Google

Um die Genauigkeit der Resultate des Herrn Dr. Hann zu prüfen, gebe ich die wahren Mittel der Temperatur für jeden Monat an, wie sie sich aus den 24stündigen Beobachtungen der Zeitperiode 1891 bis 1907 ergeben.

Vergleichstabelle.

	Mittel von 31 Jahren, unkorrigiert °C	Hanns korrigierte Mittel für 14 Jahre (1883 bis 1901) °C	Wahres 24stündiges Mittel, 1891 bis 1907 °C
Januar	10.1	9.4	9.6
Februar	11.2	10.8	10.8
März	12.1	11.3	11.1
April	12.7	12.1	11.9
Mai	13.8	13.0	12.8
Juni	14.9	14.0	13.7
Juli	14.8	13.8	13.6
August	15.1	14.3	14.0
September	16.0	15.3	15.1
Oktober	15.6	14.9	14.7
November	13.6	13.3	13.1
Dezember	10.8	10.2	10.2
Jahr	13.4	12.7	12.6

Diese Tabelle zeigt, daß die Korrektionen, die Hann gegeben hat, tatsächlich das wahre Temperaturmittel von San Francisco liefern, das 12.6° C (54.6° F) beträgt.

Zur Bequemlichkeit gebe ich noch in folgender Tabelle die Korrektionen für die Mitteltemperaturen der einzelnen Monate in Fahrenheitsgraden:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
— 1.0	— 0.7	— 1.7	— 1.5	— 1.8	— 2.2	— 2.1	— 2.0	— 1.7	— 1.5	— 0.9	— 1.1	— 1.5

Diese Werte sind als Korrektionen an die mittleren Monatstemperaturen von San Francisco, wie sie früher mitgeteilt wurden, anzubringen, um die wahren Mittelwerte der Temperatur zu erhalten.

Die folgenden Tabellen und Bemerkungen hat Prof. Frank H. Bigelow zusammengestellt:

San Francisco, Kalifornien.

1891 bis 1901.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
	49.5	51.3	51.9	52.9	54.8	56.5	56.2	57.3	59.1	58.0	55.4	50.3	54.4 [1]
	49.5	51.3	52.0	52.9	54.8	56.3	56.1	57.4	59.3	58.3	55.5	50.3	54.5 [2]
Korr. .	0.0	0.0	— 0.1	0.0	0.0	+ 0.2	+ 0.1	— 0.1	— 0.2	— 0.3	— 0.1	0.0	— 0.1
	49.6	51.5	51.9	52.5	54.4	55.8	55.7	57.0	58.6	57.5	55.2	50.5	54.2 [3]
Korr. .	— 0.1	— 0.2	0.0	+ 0.4	+ 0.4	+ 0.7	+ 0.5	+ 0.3	+ 0.5	+ 0.5	+ 0.2	— 0.2	+ 0.2
	46.9	48.3	49.0	49.2	51.3	52.3	52.8	54.3	55.8	54.7	52.4	48.0	51.3 [4]
Korr. .	+ 2.6	+ 3.0	+ 2.9	+ 3.7	+ 3.5	+ 4.2	+ 3.4	+ 3.0	+ 3.3	+ 3.3	+ 3.0	+ 2.3	+ 3.1
	52.3	54.7	54.8	55.8	57.5	59.3	58 6	59.7	61.4	60.3	58.0	53.0	57.1 [5]
Korr. .	— 2.8	— 3.4	— 2.9	— 2.9	— 2.7	— 2.8	— 2.4	— 2.4	— 2.3	— 2.3	— 2.6	— 2.7	— 2.7
	49.9	52.0	52.8	53.9	55.7	57.7	57.5	58.5	60.4	59.4	56.3	50.7	55.4 [6]
Korr. .	— 0.4	— 0.7	— 0.9	— 1.0	— 0.9	— 0.9	— 1.3	— 1.2	— 1.3	— 1.4	— 0.9	— 0.4	— 1.0

1873 bis 1905.

	49.5	51.3	52.7	53.7	55.5	57.0	57.3	58.0	59.3	58.4	55.5	50.9	54.9 [7]
Korr. .	— 0.4	— 0.7	— 0.1	— 0.2	— 0.2	— 0.7	— 0.2	— 0.5	— 1.1	— 1.0	— 0.8	+ 0.2	— 0.5 [8]

Um die Serie 1873 bis 1887 auf die Periode 1888 bis 1903 zu reduzieren, wurde nach Überlegungen, die hier nicht mitgeteilt sind, an jedem Monat eine konstante Korrektur von — 0.6 zusammen mit den vorher mitgeteilten angebracht. So ergibt sich dann der angenommene offizielle Normalwert.

Alexander G. Mc. Adie.

---

[1]) Mitteltemperatur, gebildet aus 24stündigen Beobachtungen.
[2]) Mittel aus 7^a, 3^p, 11^p, Zeit des 75. Meridian.
[3]) Mittel aus 8^a und 8^p, Zeit des 75. Meridian.
[4]) Mittel aus 8^a, Zeit des 75. Meridian.
[5]) Mittel aus 8^p, Zeit des 75. Meridian.
[6]) Mittel aus $^1/_2$ (Max. + Min.).
[7]) Offizieller Normalwert für die Zeitperiode 1873 bis 1905.
[8]) (Max. + Min.) : 2 — Normal.

Digitized by Google

Mohn: Neue Studien über das Hypsometer. Herr Prof. Mohn schreibt uns: Ich habe einen (wahrscheinlich) Schreibfehler bemerkt. Erste Seite, Pass. 3 vierte Linie steht 3 mm anstatt 13 mm. Es ist mir sehr erfreulich, Ihnen berichten zu können, daß fortgesetzte Beobachtungen im Juni 1908 mir dieselben Korrektionen für die Richterschen Hypsometer bei 100° gegeben haben, wie im vorigen Jahre, bzw. — 0.004° und + 0.034°. Also jetzt kann ich mit Zutrauen auf meiner Inspektionsreise nur die Hypsometer mitnehmen, anstatt des Quecksilberreisebarometers, das so viele Mühe schafft; eine sehr willkommene Errungenschaft!

Literaturbericht.

Aspirations-Psychrometer-Tafeln, herausgegeben vom Königlich Preußischen Meteorologischen Institut. Braunschweig (Friedr. Vieweg u. Sohn) 1908. 4°. XIV, 90 S., 2 Doppelblätter. Preis 6 *M*.

Bei der weiten Verbreitung, die das Assmannsche Aspirationspsychrometer und auch sein Aspirator für das feuchte Thermometer gefunden haben, ist der Mangel an dazu passenden Feuchtigkeitstafeln sehr fühlbar geworden. Für das preußische Meteorologische Institut wurde die Herausgabe solcher Tafeln zur Notwendigkeit, nachdem der Aspirator an vielen seiner Stationen als ständiges Beobachtungsinstrument eingeführt ist. Die Veröffentlichung, deren Plan und Anordnung von Prof. Kremser herrührt, ist zwar vornehmlich für den Gebrauch an meteorologischen Stationen bestimmt, doch ist durch verschiedenartige Hilfstafeln auch vielen anderen Zwecken Rechnung getragen.

Wie üblich beginnt die Sammlung mit Tafeln der Spannkraft des gesättigten Wasserdampfes. Gemäß den neueren Untersuchungen und Erfahrungen ist eine strenge Scheidung von Eisdampf und Wasserdampf durchgeführt worden. Die Werte sind in der Hauptsache der von Scheel in den Landolt-Börnsteinschen physikalisch-chemischen Tabellen gegebenen Zusammenstellung unter Abrundung auf Hundertstel entnommen; nur die Spannungen des Wasserdampfes über Wasser bei Temperaturen unter — 20° sind von Ekholm gegebene Zahlen. Die dann folgenden „ausführlichen" Tafeln für Dampfdruck und relative Feuchtigkeit, gültig für den Luftdruck von 755 mm, entsprechen in ihrer äußeren Form den Jelinekschen Tafeln, so daß ein mit diesen vertrauter meteorologischer Beobachter auch die neuen Tabellen ohne Schwierigkeit benutzen kann. Die Zahlen sind nach der Sprungschen Formel (Dampfdruck gleich der um die halbe psychrometrische Differenz verminderten Maximalspannkraft für die Temperatur des feuchten Thermometers) berechnet. Die Tabelle umfaßt Temperaturen von — 30° bis + 40° und reicht für die relative Feuchtigkeit durchschnittlich abwärts bis zu 20 Proz. Auch hier sind Eisdampf und Wasserdampf deutlich geschieden.

Von den Hilfstafeln bezieht sich die erste auf die Korrektionen, welche an die „ausführlichen" Tafeln bei einem von 755 mm wesentlich abweichenden Luftdruck anzubringen sind. Die Luftdruckkorrektionen für Dampfdruck und relative Feuchtigkeit sind in solche Form gebracht, daß sie nur zu den Angaben der ausführlichen Tafeln addiert zu werden brauchen; ihre Benutzung ist also außerordentlich bequem. Als Tafeleingänge dienen für den Dampfdruck psychrometrische Differenz und Barometerstand, für die relative Feuchtigkeit die vorher bestimmte Dampfdruckkorrektion und die Lufttemperatur. Interpolationen, welche übrigens nur bei großen Höhen und strengen Genauigkeitsanforderungen notwendig sind, sind in jedem Falle linear und bequem im Kopfe zu bewerkstelligen.

Die nächsten Hilfstafeln dienen zur Erleichterung der Berechnung des Dampfdruckes und der relativen Feuchtigkeit für die Fälle, wo die ausführlichen Tafeln nicht ausreichen, also insbesondere bei sehr tiefen Temperaturen und großer Trockenheit. Sie geben das ganze Abzugsglied der Sprungschen Formel, also: $\frac{1}{2}(t-t')\frac{b}{755}$ mit der psychrometrischen Differenz von 1 zu 1° und dem Luftdruck von 10 zu 10 mm zwischen 800 und

Digitized by Google

300 mm als Eingängen; ferner den Faktor $\frac{100}{E}$ (E ist das zum trockenen Thermometer gehörige Spannungsmaximum), mit dem der Dampfdruck zu multiplizieren ist, um die relative Feuchtigkeit zu finden.

Schließlich sind noch Tabellen für das Mischungsverhältnis, für die spezifische Feuchtigkeit, für die absolute Feuchtigkeit und für den Unterschied zwischen Dampfdruck und absoluter Feuchtigkeit berechnet.

Der Gebrauch der Tafeln wird durch eine längere Einleitung mit Erläuterungen, Gebrauchsanweisung und zahlreichen Beispielen sehr erleichtert und auch dem ungeübtesten Rechner möglich gemacht. Die Tabellen zur Berechnung der Luftdruckkorrektionen und die Ergänzungstafeln für jene Fälle, wo die ausführlichen Tafeln nicht ausreichen, sind auf einem besonderen Doppelblatt noch einmal abgedruckt.

R. Süring.

Behre, Otto: Das Klima von Berlin. Eine meteorologisch-hygienische Untersuchung. Berlin (Otto Salle) 1908. 8°. 2 Bl., 156 S. Preis 5 *M*.

Die vorliegende Arbeit muß in erster Reihe als eine Schilderung des sogenannten „Großstadtklimas" angesehen werden, und zwar des Großstadtklimas, wie es sich in Berlin äußert. Da im Innern der Stadt Berlin schon seit langer Zeit Beobachtungen angestellt worden sind, so läßt sich die Beobachtungsreihe zur Ableitung einer Anzahl auch klimatologisch wichtiger Ergebnisse verwenden. Am wertvollsten ist sicherlich die Temperaturreihe, welche den säkularen Gang seit 1719 (anfangs mit einigen Lücken) erkennen läßt. Die ältere Reihe, 1719 bis 1847, mußte von der neueren, 1848 bis 1907, getrennt behandelt werden. Sie ist etwas kühler, was sich aus der damals geringeren Ausdehnung der Stadt leicht erklärt. Von 1848 bis 1907 sind zwar die Beobachtungen auch nicht als völlig homogen anzusehen, doch dürfte der Fehler, den man begeht, wenn man sie zu einer Reihe vereinigt, kein allzu großer sein. Seit 1848 ist auf Veranlassung des damals neu gegründeten Königlich Preußischen Meteorologischen Instituts beobachtet worden. Die jetzige Station, an welcher der Verfasser seit 1883 beobachtet, befindet sich in der Teltowerstraße Nr. 8 inmitten des Häusermeeres von Berlin. Die Höhe des Barometers über dem Meere beträgt 48.9 m.

Betrachten wir zunächst die vom Referenten für die geographische Lage von Berlin berechneten Temperaturwerte in der Periode 1851 bis 1890 (dieselben beziehen sich auf das nördlich von Berlin gelegene Rieselgut Blankenburg und sind durch Reduktion der kürzeren Blankenburger Reihe auf die längere Berliner Reihe gewonnen worden), so ergibt sich:

Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
—0.3°	7.3°	17.0°	8.4°	8.1°

Diese Werte entsprechen durchaus der geographischen Lage im norddeutschen Flachlande und stellen im Winter einen Übergang zwischen West- und Ostdeutschland, im Frühjahr und Sommer zwischen den südlicher und nördlicher gelegenen Landesteilen dar. Sie zeichnen sich in keiner Weise durch besondere Eigentümlichkeiten aus, auch ist ein Einfluß der Rieselfelder in Blankenburg, den man etwa annehmen könnte, nicht erkennbar.

Von diesen Zahlen weichen die Werte des Verfassers infolge des erwärmenden Einflusses der Großstadt, der übrigens in einem besonderen Abschnitte auch kurz behandelt wird, naturgemäß bedeutend ab. Er findet für die neuere Reihe 1848 bis 1907:

Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
0.5°	8.7°	18.3°	9.4°	9.2°

Aber nicht nur die beträchtliche Erhöhung der Mitteltemperatur, sondern vor allen Dingen auch die Abstumpfung der Temperaturextreme ist für die Großstadt bemerkenswert. In unangenehmer Weise macht sich dies in Berlin besonders nach heißen Tagen gegen Abend geltend, da sodann die Taubildung in der Stadt fast gänzlich fehlt und die Temperatur oft 4° C und mehr höher ist als im Freien. Die im Freien einsetzende wohltuende abendliche Abkühlung muß also der Städter entbehren. Der Verfasser weist aber darauf hin, daß infolge der reichlichen Regen des Sommers diese heiße Luft meistens nach kürzerer oder längerer Zeit gereinigt und erfrischt wird. Die Sommerregen sind also als eine große Wohltat für den Großstädter zu betrachten.

Die Abstumpfung der Extreme macht sich jedoch auch in der verhältnismäßig geringen Anzahl der Frosttage und der langen frostfreien Zeit geltend. Während man in der Um-

Digitized by Google

gebung 100 Frosttage zählt, zählt man in der Innenstadt deren nur 81. Der Zwischenraum zwischen dem letzten und ersten Frost beträgt 205 Tage gegen 177 Tage in der Umgebung. Maifröste sind in der Stadt selten, außerhalb derselben bedeutend häufiger. Es ist aber zu beachten, daß sich diese Angaben nur auf das Innere der Stadt beziehen. Schon in den öffentlichen Anlagen liegen die Verhältnisse wesentlich anders, und es dürften hier die Angaben für die Umgebung mehr maßgebend sein. Einen großen Einfluß hat die Stadt auf die Temperaturveränderlichkeit. Während die Provinz Brandenburg in dieser Hinsicht eine Mittelstellung zwischen Schleswig-Holstein (Seeklima) und Schlesien (Kontinentalklima) einnimmt, nähern sich die Verhältnisse der Stadt Berlin mehr dem Seeklima.

Der größte Wert der Berliner Temperaturbeobachtungen liegt in der Länge und Vollständigkeit der Reihe. Es lassen sich infolgedessen mit Hilfe derselben zahlreiche Untersuchungen anstellen, z. B. über die säkularen Schwankungen der Temperatur. Der Verfasser hat sie denn auch zu einer Erörterung über warme und kühle Sommer, kalte und milde Winter benutzt. In bezug auf die Gesetzmäßigkeit im Wechsel der Witterung aufeinander folgender Jahre gelangt er hierbei zu fast genau denselben Ergebnissen, wie seinerzeit Hellmann. Auch auf die Temperatur der Luft über Berlin geht der Verfasser ein, doch muß hier auf die Originalarbeiten von Assmann und Schubert verwiesen werden, auf welche er sich stützt. Über die Bodentemperatur im Innern Berlins liegen ebenfalls Beobachtungen vor, deren Ergebnisse in folgender kleinen Tabelle veranschaulicht sind:

	Temperatur °C								
			In einer Tiefe von						
	$1^1/_4$ m über dem Erdboden	an der Erdoberfläche	$^1/_2$ m	$^1/_2$ m	$^2/_3$ m	$^3/_4$ m	1 m	$1^1/_4$ m	$1^1/_2$ m
Winter	0.3	0.6	1.7	2.6	2.8	3.5	4.2	5.2	5.8
Frühling	8.8	7.6	6.8	6.8	6.4	6.6	6.4	6.5	6.5
Sommer	18.6	16.4	15.5	15.0	14.5	14.4	13.6	13.2	12.6
Herbst	9.4	9.0	9.9	10.2	10.6	10.9	11.2	11.8	12.1
Jahr	9.3	8.4	8.5	8.6	8.6	8.8	8.8	9.2	9.2

In einem weiteren Abschnitte werden die Feuchtigkeitsverhältnisse behandelt. Die hier für die einzelnen Stationen gefundenen Ergebnisse sind von der Aufstellung der Apparate in Hütten oder am Fenster sehr abhängig. Für die Station in der Teltowerstraße ist das Jahresmittel der relativen Feuchtigkeit 75 Proz., des Sättigungsdefizits 2.6 mm, des Dampfdruckes 6.9 mm. Von den im folgenden Abschnitte angeführten Luftdruck- und Windbeobachtungen sei unter anderem mitgeteilt, daß der mittlere Luftdruck im Meeresniveau in Berlin 761.5 mm beträgt, was für die Konstruktion von Isobarenkarten von Bedeutung sein kann. Die Winde verteilen sich in Berlin SW folgendermaßen auf die einzelnen Richtungen (im Jahresmittel):

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Mittel
3.5	5.4	8.2	13.7	7.0	13.8	24.6	15.0	8.9 Proz.

Einen entschiedenen Einfluß hat die Großstadt auf Bewölkung, Sonnenscheindauer und Nebelhäufigkeit; doch ist Berlin in dieser Hinsicht günstiger gestellt, als manche andere Stadt (Hamburg, London). Die Niederschläge sind, wie in der Provinz Brandenburg überhaupt, geringer, als es dem Durchschnitt für Deutschland entspricht, doch hat der Sommer verhältnismäßig viel Regen. Die Jahressumme beträgt 582 mm, davon entfallen 63 mm auf den Juni, 75 mm auf den Juli und 56 mm auf den August. Es lag zur Berechnung eine ältere Reihe (1728 bis 1739) und die neuere amtliche Reihe (1848 bis 1907) vor. Die Beobachtungen bis 1890 waren bereits nach verschiedenen Gesichtspunkten hin verarbeitet [1]). Der Verfasser hat die Reihe in dankenswerter Weise bis auf die neueste Zeit hin vervollständigt.

Die Zahl der Tage mit Schnee beträgt durchschnittlich 34 im Jahre, diejenige mit Schneedecke 46. Die Zahl der Gewitter mit 15 Tagen ist gering, wahrscheinlich aber auch zu klein, da bei der Lage der Station inmitten der Großstadt schwache Donner der Wahrnehmung leicht entgehen.

Überall sucht der Verfasser die klimatischen Verhältnisse zu den gesundheitlichen in Beziehung zu setzen, doch kann hierauf an dieser Stelle nicht ausführlicher eingegangen werden.

G. Schwalbe.

---

[1]) G. Hellmann: Das Klima von Berlin I. Niederschläge und Gewitter. Abhandl. des Königl. Meteorologischen Instituts. Berlin 1891.

Digitized by Google

Möller, Max: Zur Theorie der Bewegungsvorgänge. Erste Lieferung. Leipzig (S. Hirzel) 1907. 8°. 86 S. S.-A. aus „Die Turbine". Preis 2 *M*.

Das kleine Heft wird Meteorologen mancherlei Anregung geben wegen der vielfach originellen Behandlung des Stoffes und der zahlreichen Anwendungen auf kosmologische und meteorologische Probleme. Zweck und Tendenz der Schrift werden am besten durch die eigenen Worte des Verfassers gekennzeichnet: „Die nachstehenden Ausführungen behandeln Gebiete der Dynamik, in welchen die Bewegungsvorgänge von Flüssigkeiten und somit diejenigen des Wassers besondere Berücksichtigung gefunden haben. Eine Beschränkung der Theorie nur auf die Bewegung des Wassers allein wäre aber ein Bruchstück. Eine Übersicht läßt sich nur dann gewinnen, wenn man auch den verwandten Gebieten, insbesondere der Luftbewegung, einige Aufmerksamkeit schenkte, ohne dabei allzu eingehend zu werden. Ein gelegentlich auf ähnliche Beziehungen in anderem Stoff geworfener Blick ergänzt unsere Vorstellung sehr, so daß sich dann ein zusammenhängendes Bild ergibt, was für die Gewinnung einer Selbständigkeit in der Beurteilung von Sonderfragen von nicht zu unterschätzendem Wert ist... Es wird zunächst die reibunglose Bewegung auf geneigter Ebene besprochen, alsdann die Bewegung bei veränderlicher Beschleunigung, der Austritt der tropfbaren Flüssigkeiten und der Gase aus Gefäßöffnungen, die Vertikalbewegungen einzelner Flüssigkeitsmengen im Innern der sie umschließenden ganzen Flüssigkeit und als Schluß die Wirbel."

Die meteorologischen Anwendungen nehmen unter anderem in dem Kapitel über die Bewegung bei veränderlicher Beschleunigung einen größeren Raum ein. Hier wird der Fall behandelt, daß das Gesetz der Veränderlichkeit der Beschleunigung nicht genau bekannt ist, sondern nur der Potentialabfall, d. h. die durcheilte Druckstufe im ganzen. Als Beispiel wird die Druckstufe bei Gewittern erörtert und speziell die Abhängigkeit der Stärke der Windbö von der Geschwindigkeit des Vorbeiziehens der Druckstufe. Ein rein meteorologisches Kapitel ist in dem Abschnitte über die Vertikalbewegung einer einzelnen Flüssigkeits- oder Gasmenge enthalten, nämlich eine Betrachtung über die Abhängigkeit des Luftdruckes von der Höhe und über die Vertikalbewegung der Luft. Die hier eingeflochtenen Entwickelungen über die Bedeutung molekularer Wärmebewegungen für die Ausbildung eines adiabatischen Zustandes sind wohl etwas zu kurz behandelt, um ohne gründliches Studium von Möllers Buch „Die Naturkraft" [1]) kritisch gewürdigt werden zu können. Versehentlich werden in diesem Abschnitte zum Beleg einer relativ langsamen Temperaturabnahme zwischen 5000 und 8000 m die Beobachtungen von Glaisher angeführt, während doch tatsächlich gerade in diesen Schichten die Temperaturabnahme ziemlich rasch ist.

Das außerordentlich lehrreiche Kapitel über Wirbel ist leider sehr kurz behandelt. In dem Abschnitt über Wirbel mit hinzutretender Radialbewegung finden sich interessante Beispiele aus den Gebieten des Wasserbaues, der Meteorologie (Luftbewegung auf der Erde) und der physikalischen Astronomie (Bedingungen für ringförmige Trabantenbildungen). Für das Verständnis atmosphärischer Vorgänge ist auch die Erörterung der Übertragung von Druckgegensätzen durch Wirbel von Wichtigkeit.

Hoffentlich läßt der Verf. bald die zweite Lieferung des Werkes folgen, welche die Wellen, die Oberflächenwellen und die Wellen im Innern elastischer Mittel behandeln soll.

R. Süring.

Bibliographie.

Nautisk-Meteorologisk **Aarbog** 1907 udgivet af det Danske Meteorologiske Institut. København 1908. 4°. LII, 153 S., 19 Tafeln.

Anleitung zur Messung und Aufzeichnung der Niederschläge. Siebente Auflage. Berlin 1908. Behrend u. Co. 8°. 15 S. Preis 70 ₰ (Veröffentlichungen des Kgl. Preuß. Meteorologischen Instituts. Herausg. durch dessen Direktor G. Hellmann, Nr. 194).

Annales du Bureau Central Météorologique de

[1]) Hamburg, L. Friederichsen u. Co., 1891.

Digitized by Google

France, publiées par A. Angot. Année 1905. II. Observations. Paris 1908. 4°. 2 Bl., 264, 80, 104 S.

—: Année 1905. III. Pluies. Paris 1907. 4°. 2 Bl., 145 S., 2 Taf.

Αἰγινήτης, Δημήτριος: Τὸ κλῖμα τῆς Ἑλλάδος. Μέρος Α'. Τὸ κλῖμα τῶν Ἀθηνῶν. Ἐν Ἀθήναις 1908. 8°. 540 S., 6 Tafeln in Lichtdruck. — *Μέρος Β'. Τὸ κλῖμα τῆς Ἀττικῆς.* Ebenda 1908. 8°. 485 S., 1 Bl., 20 Tafeln in Lichtdruck. Preis pro Band 12 Drachmen. Zwei wertvolle umfassende Monographien von Athen und Attika, mit eingehender Berücksichtigung der physischen Geographie des Landes.

Gemeinfaßliche **Belehrung** über die zweckmäßige Anlegung von Blitzableitern. Im Auftrage des Königlich Sächsischen Ministeriums des Innern neu bearbeitet von der Königlichen technischen Deputation 1908. Dresden-A (1908). 8°. 87 S.

Beobachtungen des Meteorologischen Observatoriums der Universität Innsbruck im Jahre 1905. Innsbruck 1907. 8°.

Bericht über die Tätigkeit des Königlich Preußischen Meteorologischen Instituts im Jahre 1907 erstattet vom Direktor. Berlin 1908. 8°. 75 S., 1 Porträt. Preis 3 *M*. (Veröffentlichungen des Kgl. Preuß. Meteorologischen Instituts. Herausg. durch dessen Direktor G. Hellmann, Nr. 193).

[Bologna] Osservazioni meteorologiche dell' annata 1906 eseguite e calcolate dagli astronomi aggiunti R. Pirazzoli e A. Masini. Bologna 1907. 4°. 31 S. S.-A. Mem. d. R. Accad. d. Sc. dell' Istit. di Bologna, ser. VI, tomo IV.

Bulletin mensuel de l'observatoire météorologique de l'université d'Upsala. Vol. XXXIX. Année 1907. Par F. Åkerblom. Upsala 1907. Fol. 1 Bl., 74 S.

Carlheim-Gyllensköld, V.: Sammanfattning af hufoudresultaten af magnetiska undersokningar vid Kiirunavaara malmfält i Norrbottens läuutförda under åren 1900—1905. s. l. 4°. 4 S., 4 Tafeln.

Ergebnisse der Gewitter-Beobachtungen in den Jahren 1903, 1904 und 1905 von R. Süring. Berlin 1908. 4°. XLVIII, 102 S., 5 Taf. Preis 10 *M*. (Veröffentlichungen des Kgl. Preuß. Meteorologischen Instituts. Herausg. durch dessen Direktor G. Hellmann, Nr. 195). — Enthält u. a.: R. Süring: Die Gewitter vom 2. Juni 1903, mit besonderer Berücksichtigung ihrer Beziehungen zu stärkeren Niederschlägen und Hagelfällen; K. Langbeck: Die Gewitter des 5. Juli 1905.

Ergebnisse der Magnetischen Beobachtungen in Potsdam im Jahre 1905 von Ad. Schmidt. Berlin 1908. 4°. 82 S., 5 Taf. Preis 8 *M*. (Veröffentlichungen des Kgl. Preuß. Meteorologischen Instituts. Herausg. durch dessen Direktor G. Hellmann, Nr. 196). — Enthält auch eine Zusammenstellung der Hauptergebnisse der Beobachtungen in den Jahren 1906 u. 1907.

Ergebnisse der Meteorologischen Beobachtungen in Potsdam im Jahre 1904 von A. Sprung. Berlin 1908. 4°. XLII, 128 S. Preis 10 *M*. (Veröffentlichungen des Kgl. Preuß. Meteorologischen Instituts. Herausg. durch dessen Direktor G. Hellmann, Nr. 192). — Enthält zum ersten Male auch Stundenwerte von Registrierungen des elektrischen Potentialgefälles, ferner die Abhandlungen von W. Marten: Ergebnisse zehnjähriger Sonnenscheinregistrierungen in Potsdam nebst Bemerkungen über die dabei benutzten Sonnenschein-Autographen Campbell-Stokes und Jordan; G. Lüdeling: Luftelektrische und Staubmessungen auf dem Rotersand-Leuchtturm.

Ergebnisse der Niederschlags-Beobachtungen im Jahre 1905 von G. Lüdeling. Berlin 1908. 4°. XXXIV, 162 S., 1 Karte. Preis 14 *M*. (Veröffentlichungen des Kgl. Preuß. Meteorologischen Instituts. Herausg. durch dessen Direktor G. Hellmann, Nr. 197).

Fassig, Oliver Lanard: The climate and weather of Baltimore. Baltimore, The Johns Hopkins Press 1907. 8°. 515 S., 24 Tafeln. (Maryland Weather Service, Special publication, Vol. II).

The **India Weather Review** for the Year 1906. Published by authority of the Government of India under the direction of Gilbert T. Walker. Simla, Government Central Branch Press 1908. 225, CCLXXXII S., 91 Tafeln. [Government of India, Meteorological Department.] Preis 3 Rupees.

Sechzehnter **Jahres-Bericht** des Sonnblick-Vereins für das Jahr 1907. Wien 1908. 8°. 52 S., 1 Karte, 3 Tafeln.

Klossowskij, A.: Meteorologie. Erster Teil. Statische Meteorologie. Odessa 1908. 8°. XI, 642 S., 8 Tafeln, 1 Karte. — Titel und Text russisch.

Mission scientifique du Ka-Tanga. (Commandant Ch. Lemaire) Résultats des observations météorologiques effectuées sur le territoire de l'État Indépendant du Congo du mois d'août 1898 au mois de décembre 1899. Aides-observateurs: MM. F. Michel, E. Verdick, L. Questiaux, F. Fromont, et H. Delvaux. Documents mis en valeur et publiés par les soins de A. Lancaster. Dix-septième mémoire. Bruxelles 1908. 4°. IV, 191 S., 2 Bl.

Mylius, Ernst: Volks-Wetterkunde. Witterungstypen und Witterungs-Katechismus für Nord- und Mitteldeutschland. Berlin, Otto Salle 1908. 40 S., 3 Tab. Preis 1 *M*.

The **National** Physical Laboratory. Report of the Observatory Department for the year 1907. Teddington 1908. 8°. 45 S. — Enthält u. a. stündliche Mittelwerte von magnetischen und luftelektrischen Registrierungen in Kew 1907, Mittelwerte der magnet. Registrierungen in Falmouth 1906 und magnet. Beobachtungen in Valencia 1907.

Nedbørlagttagelser i Norge udgivet af det Norske Meteorologiske Institut. Aargang XIII, 1907. Kristiania (1908). Fol. XVI, 218 S., 1 Karte, 2 Tafeln.

The **Observer's Handbook.** A new and revised edition of Dr. R. H. Scott's Instructions in the use of Meteorological Instruments. Published by the Authority of the Meteorological Committee. London 1908. Preis 3 sh.

Rainfall of India. Sixteenth year 1906. Published by the various Provincial Governments, and issued under the authority oft the Government of India, by the meteorological department of the Government of India. Calcutta 1908. Fol. — Während in den früheren Bänden tägliche Niederschlagsmengen von allen Stationen veröffentlicht wurden, sind jetzt nur Monats- und Jahressummen mitgeteilt.

Wagner, H.: Bericht über das Samoa-Observatorium für 1907. 8°. S.-A. Nachrichten der K. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Geschäftl. Mitt. 1908, Heft 1, S. 15—18.

Witting, Rolf: Untersuchungen zur Kenntnis der Wasserbewegungen und der Wasserumsetzung in den Finland umgebenden Meeren. I. Der Bottnische Meerbusen in den Jahren 1904 und 1905. Erster Teil. Helsingfors 1908. In Kommission bei W. Engelmann, Leipzig. 4°. X, 246 S., 18 Taf. (Finländische hydrographisch-biologische Untersuchungen No. 2).

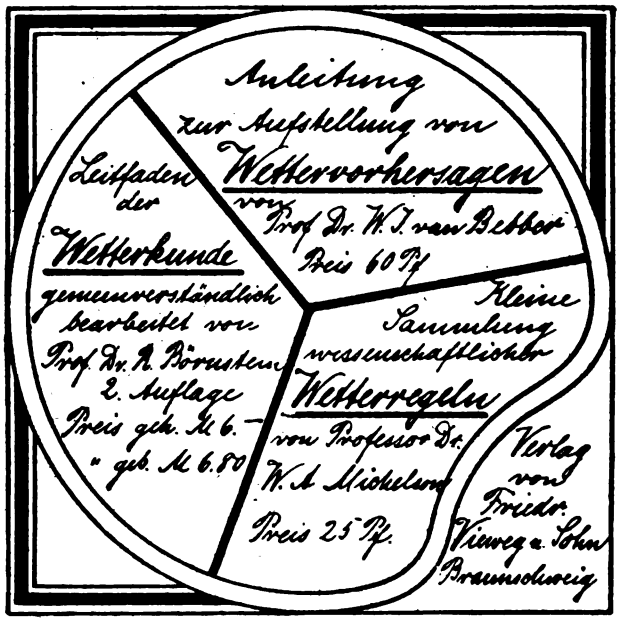
Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Regenmesser
(System Dr. Hellmann)
eingeführt bei den Meteorolog. Zentralstationen in Württemberg, Baden usw.,
empfiehlt in solider Ausführung mit verbesserter Aufhängevorrichtung
Gustav Rühle
STUTTGART, Gymnasiumstr. 20.

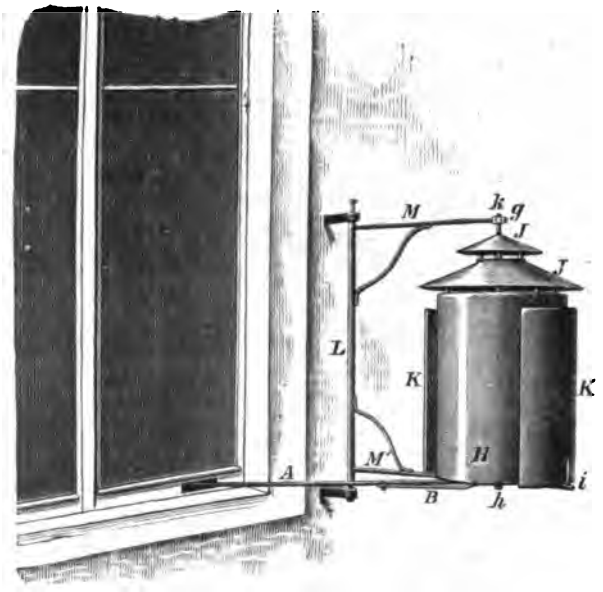
Unabhängig, einfach, sicher, sauber und beinahe kostenlos im Betriebe ist
„Mita" - Reform - Licht
Für jed. Projektionsapparat.

Für jed. Projektionsapparat.
Wer mit angenehmer, zuverlässiger Lichtquelle 33 facher Vergrößerungskraft in Familie, Schule und auf Reise arbeiten will, fordere Prospekt und Gebr.-Anw. vom Händler, oder direkt von
Siegel & Butziger Nachf., Dresden 41.



Ankündigungen von Meteorologischen Apparaten, Vermessungsinstrumenten, Optischen Instrumenten, Photographischen Apparaten, Physikalischen Apparaten, Geodätischen, mathematischen u. nautischen Instrumenten, Astronomischen Instrumenten, Zeichen-Utensilien usw. haben in der „Meteorologischen Zeitschrift" besten Erfolg und werden mit nur 30 Pfg. die gespaltene 8 cm breite Petitzeile berechnet.
Bei Wiederholungen hoher Rabatt.

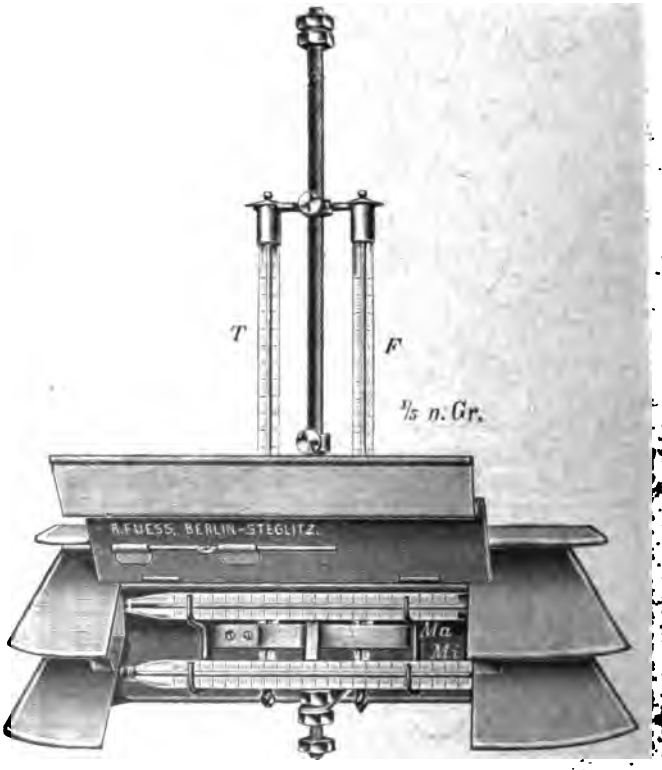
Digitized by Google



R. FUESS

VORMALS J. G. GREINER JR. & GEISSLER

STEGLITZ bei **BERLIN,** Düntherstr. 8.



☞ Diesem Hefte ist ein Prospekt beigelegt von der Firma **G. Rüdenberg jun.** in **Hannover** und **W**
effend **„Photographische Apparate usw."**

Digitized by Google

1908 Heft 8 August

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. R. SÜRING
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXV, zugleich Bd. XLIII der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit sechs Textfiguren.

INHALT.

Seite

W. Wundt: Der tägliche Gang der Temperatur in der freien Atmosphäre 337
R. C. Mossman: Über das Klima von Edinburgh 341
G. Kassner: Die Lufttemperatur bei Schnee- und Graupelfall in und um Berlin. Mit 1 Textfigur 348
A. Woeikow: Die Isonephen und die Bewölkung nach Breitenzonen 357

Kleinere Mitteilungen:

Seite

Paul la Cour † 360
Arthur Stanhope Eyre † 360
S. D. Staikoff: Über die Natur der Gewittercirren 361
J. Hann: Klima der Insel Pelagosa 363
Eine eigenartige Lichterscheinung 365
T. D.: T. Okada, Über den Unterschied im täglichen Luftdruckgang bei verschiedenen Bewölkungsverhältnissen zu Tokio . . 366
H.: Meteorologische Beobachtungen auf der Insel Réunion . . 367
Maurer: Der Aneroid-Wagebarograph. Mit 3 Textfiguren . . 367
G. Hellmann: Über die Kenntnis der magnetischen Deklination vor Christoph Columbus. Mit 2 Textfiguren 369

Seite

A. Schoenrock: Dämmerungserscheinungen am 30. Juni 1908 in Rußland 369
O. v. Gellhorn: Roter Regenbogen 371
Wilh. Schmidt: Einfluß von Seeflächen auf die Bewölkung . . 371
Derselbe: Beobachtungen über die Orientierung der Eiskristalle in den Wolken 372
A. Woeikow: Die ersten Beobachtungen mit Ballons in Sibirien 374
Derselbe: Der November 1907 in Rußland 374
Meteorologische Beobachtungen an der Küste von Chile 375
H. v. Ficker: Niederschlag in zentralasiatischen Gebirgen . . . 378
R. Süring: Beziehungen zwischen Gewitterzügen und stärkeren Niederschlägen 380

Literaturbericht:

Lüdeling: Kircher, E.: Messungen der Elektrizitätszerstreuung in Saalfeld im Jahre 1907 und Ergebnisse der Untersuchungen über Radioaktivität der Bodenarten in der Umgebung des Beobachtungsortes 381

R. Süring: Mylius, Ernst: Volkswetterkunde, Witterungstypen und Witterungskatechismus für Nord- und Mitteldeutschland 382

Bibliographie 384

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis ℳ 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1908

Digitized by Google

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Die Wissenschaft.

Sammlung naturwissenschaftlicher und mathematischer Monographien.

1. Heft. **Curie**, Mme. S., **Untersuchungen über die radioaktiven Substanzen.** Übersetzt und mit Literatur-Ergänzungen versehen von W. Kaufmann. Mit eingedr. Abbildungen. gr. 8. Preis geh. 3 ℳ, geb. 3,80 ℳ

2. Heft. **Schmidt**, Prof. G. C., **Die Kathodenstrahlen.** 2. Auflage. Mit 50 eingedr. Abbild. gr. 8. Preis geh. 3 ℳ, geb. 3,60 ℳ

3. Heft. **Thomson**, Prof. Dr. J. J., **Elektrizität und Materie.** Autorisierte Übersetzung von G. Siebert. Mit 19 eingedr. Abbildungen. gr. 8. Preis geh. 3 ℳ, geb. 3,60 ℳ

4. Heft. **Freiherr von und zu Aufsess**, Dr. Otto, **Die physikalischen Eigenschaften der Seen.** Mit 36 eingedr. Abbildungen. gr. 8. Preis geh. 3 ℳ, geb. 3,60 ℳ

5. Heft. **Fröhlich**, Dr. O., **Die Entwickelung der elektrischen Messungen.** Mit 124 eingedr. Abbildungen. gr. 8. Preis geh. 6 ℳ, geb. 6,80 ℳ

6. Heft. **Ritter von Geitler**, Prof. Dr. Josef, **Elektromagnetische Schwingungen und Wellen.** Mit 86 eingedr. Abbildungen. gr. 8. Preis geh. 4,50 ℳ, geb. 5,20 ℳ

7. Heft. **Baumhauer**, Prof. Dr. H., **Die neuere Entwickelung der Kristallographie.** Mit 46 eingedr. Abbildungen. gr. 8. Preis geh. 4 ℳ, geb. 4,60 ℳ

8. Heft. **Werner**, Prof. Dr. A., **Neuere Anschauungen auf dem Gebiete der anorganischen Chemie.** gr. 8. Preis geh. 5 ℳ, geb. 5,75 ℳ

9. Heft. **Faust**, Dr. Edwin Stanton, **Die tierischen Gifte.** gr. 8. Preis geh. 6 ℳ, geb. 6,80 ℳ

10. Heft. **Lipps**, Dr. G. F., **Die psychischen Maßmethoden.** Mit 6 eingedr. Abbildungen. gr. 8. Preis geh. 3,50 ℳ, geb. 4,10 ℳ

11. Heft. **Kobold**, Dr. Hermann, **Der Bau des Fixsternsystems.** Mit 19 eingedr. Abbildungen und 3 Tafeln. gr. 8. Preis geh. 6,50 ℳ, geb. 7,30 ℳ

12. Heft. **Jäger**, Prof. Dr. G., **Die Fortschritte der kinetischen Gastheorie.** Mit 8 eingedr. Abbildungen. gr. 8. Preis geh. 3,50 ℳ, geb. 4,10 ℳ

13. Heft. **Doelter**, Prof. Dr. C., **Petrogenesis.** Mit 1 Lichtdrucktafel und 5 eingedr. Abbildungen. gr. 8. Preis geh. 7 ℳ, geb. 7,80 ℳ

14. Heft. **Donath**, Dr. B., **Die Grundlagen der Farbenphotographie.** Mit 35 eingedr. Abbildungen und 1 farbigen Ausschlagtafel. gr. 8. Preis geh. 5 ℳ, geb. 5,80 ℳ

15. Heft. **von Knebel**, Dr. phil. Walther, **Höhlenkunde**, mit Berücksichtigung der Karstphänomene. Mit 42 Abbildungen im Text und auf 4 Tafeln. gr. 8. Preis geh. 5,50 ℳ, geb. 6,30 ℳ

16. Heft. **Geinitz**, Prof. Dr. F. E., **Die Eiszeit.** Mit 25 Abbildungen im Text, 3 farbigen Tafeln und einer Tabelle. gr. 8. Preis geh. 7 ℳ, geb. 7,80 ℳ

17. Heft. **Gehrcke**, Dr. E., **Die Anwendung der Interferenzen in der Spektroskopie und Metrologie.** Mit 73 eingedr. Abbildungen. gr. 8. Preis geh. 5,50 ℳ, geb. 6,20 ℳ

18. Heft. **Fischer**, Prof. Dr. Otto, **Kinematik organischer Gelenke.** Mit 77 eingedr. Abbildungen. gr. 8. Preis geh. 8 ℳ, geb. 9 ℳ

19. Heft. **Wangerin**, Prof. Dr. A., **Franz Neumann und sein Wirken als Forscher und Lehrer.** Mit 1 Textfigur und 1 Bildnis Neumanns in Heliogravure. gr. 8. Preis geh. 5,50 ℳ, geb. 6,20 ℳ

20. Heft. **Kuenen**, Professor Dr. J. P., **Die Zustandsgleichung der Gase und Flüssigkeiten und die Kontinuitätstheorie.** Mit 9 Abbild. gr. 8. Preis geh. 6,50 ℳ, geb. 7,10 ℳ

21. Heft. **Rutherford**, Prof. E., **Radioaktive Umwandlungen.** Übersetzt von M. Levin. Mit 53 Abbildungen. gr. 8. Preis geh. 8 ℳ, geb. 8.60 ℳ

22. Heft. **König**, Prof. Dr. E., **Kant und die Naturwissenschaft.** gr. 8. Preis geh. 6 ℳ, geb. 7 ℳ

23. Heft. **Schmidt**, Prof. Dr. Julius, **Synthetisch-organische Chemie der Neuzeit.** gr. 8. Preis geh. 5,50 ℳ, geb. 6,20 ℳ

24. Heft. **Sackur**, Dr. Otto, **Die chemische Affinität und ihre Messung.** Mit 5 Abbild. im Text. gr. 8. Preis geh. 4 ℳ, geb. 4,80 ℳ

25. Heft. **Thomson**, Prof. Dr. J. J., **Die Korpuskulartheorie der Materie.** Autorisierte Übersetzung von G. Siebert. Mit 29 eingedr. Abbildungen. gr. 8. Preis geh. 5 ℳ, geb. 5,80 ℳ

26. Heft. **Vageler**, Dr. P., **Die Bindung des atmosphärischen Stickstoffs in Natur und Technik.** Mit 16 Abbildungen im Text und auf 5 Tafeln. gr. 8. Preis geh. 4,50 ℳ, geb. 5,20 ℳ

27. Heft. **Messerschmitt**, Prof. Dr. Joh. Bapt., **Die Schwerebestimmung an der Erdoberfläche.** Mit 25 eingedruckten Abbildungen. (Unter der Presse).

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Digitized by Google

SEP 16 1908

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 25 * 1908 * Heft 8.

Der tägliche Gang der Temperatur in der freien Atmosphäre.

Von W. WUNDT.

Über den täglichen Gang der Temperatur in der freien Atmosphäre sind mehrfach Arbeiten erschienen. Angot[1]) hat die Beobachtungen auf dem Eiffelturm zu diesem Zweck verwertet. Weitere Veröffentlichungen stützen sich auf die Drachenaufstiege auf dem Blue Hill. Bigelow[2]) hat aus diesen die tägliche Periode sämtlicher meteorologischer Elemente für jeden Monat und für verschiedene Höhen berechnet. Doch sind seine Resultate wegen der verhältnismäßig geringen Zahl der zugrunde liegenden Beobachtungen[3]) sehr unsicher. Hergesell[4]) teilt Beobachtungen aus einem Fesselballon mit, welcher während 24 Stunden in konstanter Höhe gehalten wurde. — Ich habe versucht, die tägliche Periode der Temperatur in der freien Atmosphäre aus den Beobachtungen der Station zur Lufterforschung in Hald (unter der Leitung Teisserenc de Borts[5]) herzuleiten. Diese Veröffentlichung bietet den Vorteil, daß sie aus allen Aufstiegen sowohl für die ganzen als die halben Stunden Terminbeobachtungen liefert, welche direkt zur Berechnung der täglichen Periode dienen können. — Obwohl ich selbst wegen des beschränkten Materials meine Berechnung nur als einen Versuch betrachte, möchte ich doch die erhaltenen Zahlenreihen mitteilen, da wohl auch die Berechnungsmethode einiges Interesse darbietet.

Die Station Hald liegt unter 56° 23′ nördl. Br. und 9° 19′ östl. L. v. Gr., 78 m über dem Meeresspiegel, in der Mitte der Halbinsel Jütland. Aufstiege von Drachen und Registrierballons fanden statt von Juli 1902 bis Mai 1903; außerdem wurden im April und Mai 1903 Drachenaufstiege zur See in dem benachbarten Kattegat ausgeführt. Die Verteilung der Aufstiege (aller Arten) auf die einzelnen Monate war folgende:

1902						1903				
Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai
9	24	21	37	47	28	13	26	47	40	10

Die Berechnungsmethode war folgende: Ich fertigte zunächst eine tabellarische Übersicht über die Verteilung der Aufstiege auf die einzelnen Tage und Stunden an. Die Spaltenköpfe waren die Stunden und Halbstunden, während jedem Tag eine Horizontalreihe zugeordnet wurde. Auf diese Weise ließ sich die Verteilung der Beobachtungen gut überblicken. Dann faßte ich die Tagesstunden so in Gruppen zusammen, daß in jede Gruppe möglichst viele fortlaufende Aufstiege fielen und daß andererseits die Perioden nicht zu kurz waren. Fand sich neben einer Gruppe eine Anzahl kürzerer Aufstiege, so wurden diese zu einer Hilfsgruppe

[1]) Angot, Annales du Bureau Central 1890—1894.
[2]) Bigelow, Studies of the diurnal periods in the lower strata of the atmosphere. Monthly Weather Review, Februar-Mai 1905.
[3]) Vgl. Annals Astron. Obs. Harvard College LVIII, 1. Teil, S. 27.
[4]) Hergesell, Petermanns Mitteilungen 1900, V.
[5]) Travaux de la Station Franco-Scandinave de Sondages Aériens à Hald. Viborg 1904.

Digitized by Google

zusammengefaßt. Beispielsweise wurden für den Herbst (Sept., Okt., Nov.) 1902 die Stunden von 12^{30} p—8 a zu einer Gruppe, diejenigen von 2^{30} a—6 a zu einer Hilfsgruppe zusammengefaßt. — In jeder Gruppe wurde dann für die einzelne Stunde und Halbstunde die Durchschnittshöhe und Durchschnittstemperatur berechnet. Doch wurden schon bei der Gruppenbildung Beobachtungen aus Höhen über 4000 m ganz, die Beobachtungen am Erdboden (78 m) fast in allen Fällen unbenutzt gelassen. Die Durchschnittstemperatur wurde unter Annahme einer Temperaturabnahme von 0,5° pro 100 m auf 1200 m reduziert. Letztere Höhe entspricht ungefähr der Durchschnittshöhe aller Aufstiege. So ergab jede Gruppe für sich ein Bild des Temperaturverlaufs in den betreffenden Tagesstunden. — Die Kombination der Gruppen unter sich geschah in folgender Weise: Ich ging von einer beliebigen Gruppe aus und berechnete die Übergangsdifferenz zur nächsten Gruppe mit Hilfe derjenigen Aufstiege, die in die nächste Gruppe hinüberreichten. Nach Hinzufügung der Differenz wurde der um eine konstante Größe verschobene Gang der nächsten Gruppe angefügt, die Übergangsdifferenz zur folgenden Gruppe berechnet usf. Der nach dem Durchlaufen des ganzen Tages aus den Unregelmäßigkeiten sich ergebende Sprung wurde gleichmäßig auf die Sprünge von Gruppe zu Gruppe verteilt. Die Hilfsgruppen wurden der Zahl der in ihnen vereinigten Beobachtungen entsprechend mit den Hauptgruppen kombiniert und die Übergangsdifferenzen beim Beginn einer Hilfsgruppe wie vorher berechnet.

Ich lege die Berechnungsweise mit Absicht ausführlich dar, da sich andere Methoden als undurchführbar erwiesen haben. In einer bloßen Zusammenfassung aller für eine bestimmte Stunde vorliegenden Beobachtungen überwog der Einfluß einzelner hoher oder niedriger Temperaturwerte so stark, daß ein täglicher Gang gar nicht zu erkennen war. Das andere Extrem, Differenzenbildung für zwei aufeinanderfolgende Stunden aus sämtlichen Aufstiegen, welche mindestens diese zwei Stunden umfassen, ist erstens praktisch undurchführbar und hat außerdem den Nachteil, daß die längeren Aufstiege zugunsten der kurzen an Gewicht verlieren. Aus diesesem Grunde wurden auch die Aufzeichnungen der Registrierballons, welche fast gleichzeitige Beobachtungen aus sehr verschiedenen Höhen geben, gar nicht zur Berechnung herangezogen.

Die Einwände, welche gegen meine Berechnungsmethode erhoben werden können, sind trotzdem schwerwiegend genug. Zunächst ist die Annahme einer Temperaturabnahme von 0,5° pro 100 m ein zweifelhafter Punkt. Wenn wir bedenken, daß die Durchschnittshöhen für einzelne Stunden um mehrere 100 m vom Mittelwert 1200 m abweichen, so kann diese Reduktion einen starken Einfluß auf das Gesamtbild ausüben. Außerdem ist die Temperaturabnahme selbst in den Mittags- und Abendstunden größer als zur übrigen Zeit des Tages; doch konnte ich aus Mangel an Anhaltspunkten von einem einheitlichen Wert nicht abgehen. — Ein weiteres Bedenken entsteht, wenn wir überlegen, ob auf diese Weise wirklich eine Temperaturperiode in 1200 m Höhe berechnet wird. Ich hebe ausdrücklich hervor, daß dies offenbar nur im beschränkten Sinne der Fall ist. Zur Berechnung sind Beobachtungen aus allen Schichten verwendet, deren Durchschnittshöhe etwa 1200 m beträgt. Was ich also berechnet habe, ist ein Durchschnittsgang der Temperatur aus verschiedenen Höhen, die sich um 1200 m als Mittel gruppieren. Dies ist etwas anderes, als der Temperaturgang bei 1200 m selbst. Wenn wir bedenken, daß diese Höhe ein arithmetisches Mittel darstellt, daß dagegen die Amplituden der täglichen Periode in geometrischer Progression abnehmen, so ergibt sich,

Digitized by Google

daß der berechnete Gang eher einer Schicht entspricht, welche tiefer als 1200 m liegt. Auf weitere hieraus entspringende Eigentümlichkeiten werde ich bei der Besprechung der Resultate hinweisen. — Im Hinblick auf diese Einwände betone ich, daß meine Zahlenreihen nur vorläufige sind und sein können; denn wollte man nur Beobachtungen aus einer bestimmten Höhe benutzen, so würden diese zu einer Berechnung des täglichen Ganges bei weitem nicht ausreichen.

Wie die erste Tabelle zeigt, ist die Verteilung der Aufstiege auf die einzelnen Monate eine sehr unregelmäßige. Von vornherein müßte darauf verzichtet werden, einen Temperaturgang für das ganze Jahr zu berechnen. Wenn man die Verteilung der Aufstiege auf die Tagesstunden in Betracht zieht, ist das Bild noch ungünstiger; auf den Monat Januar entfällt gar kein, auf Februar nur ein Nachtaufstieg. Somit mußte auch der Versuch, für das Winterhalbjahr (Oktober bis März) den Temperaturgang zu berechnen, fallen gelassen werden. Einige Berechtigung schien es zu haben, wenn ich September, Oktober und November zum „Herbst" zusammenfaßte und gesondert berechnete. Einzelne Monate für sich zu nehmen, erwies sich als nicht durchführbar. Ich gebe somit zwei Reihen für den täglichen Temperaturgang, die eine für den Herbst 1902, die andere als Mittel aus sämtlichen Aufstiegen. Das zugrunde liegende Material erkennt man aus folgender Tabelle:

Anzahl der benutzten Beobachtungen (Gesamtmittel).

0.30a	1	1.30	2	2.30	3	3.30	4	4.30	5	5.30	6	6.30a
40	40	38	38	41	41	41	41	34	34	34	34	24
7a	7.30	8	8.30	9	9.30	10	10.30	11	11.30	12a		
32	23	29	22	40	32	32	32	47	41	66		
0.30p	1	1.30	2	2.30	3	3.30	4	4.30	5	5.30	6	6.30p
58	58	58	43	71	53	53	53	74	92	85	67	67
7p	7.30	8	8.30	9	9.30	10	10.30	11	11.30	12p		
57	57	47	55	37	37	37	37	37	37	49		

Anzahl der benutzten Beobachtungen (Herbst 1902).

0.30a	1	1.30	2	2.30	3	3.30	4	4.30	5	5.30	6	6.30a
29	29	29	29	32	32	32	32	22	25	25	25	15
7a	7.30	8	8.30	9	9.30	10	10.30	11	11.30	12a		
15	15	29	14	14	14	14	14	24	18	18		
0.30p	1	1.30	2	2.30	3	3.30	4	4.30	5	5.30	6	6.30p
18	18	18	36	36	18	18	18	28	46	46	28	28
7p	7.30	8	8.30	9	9.30	10	10.30	11	11.30	12p		
28	28	18	44	44	44	26	26	26	38	38		

Nachdem auf die oben angegebene Weise die Temperatur für jede Stunde und Halbstunde berechnet war, wurde schließlich auf die halben Stunden verzichtet und zu jedem Stundenwert das arithmetische Mittel aus der vorhergehenden und nachfolgenden halben Stunde mit gleichem Gewicht hinzugenommen. Es wurde also z. B. der Wert für 6a berechnet aus $t = \frac{1}{2}\left(6 + \frac{5.30 + 6.30}{2}\right)$. Die meisten noch vorhandenen Unregelmäßigkeiten glichen sich hierbei in überraschender Weise aus. Gleichzeitig wurde die Sicherheit der einzelnen Werte auf das Doppelte erhöht. So ergaben sich folgende Werte:

Digitized by Google

Temperaturgang in der freien Atmosphäre, auf 1200 m reduziert (Abweichungen vom Mittelwert).

Gesamtmittel.

1ª	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12ª	
−0.4	−0.6*	−0.5	−0.2	−0.2	−0.2	0.0	0.0	+0.1	+0.3	+0.6	+0.7	Ampl. 1.3
1ᵖ	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12ᵖ	
+0.6	+0.6	+0.5	+0.3	+0.4	+0.4	+0.2	−0.1	−0.2	−0.4	−0.6	−0.4	

Herbst 1902.

1ª	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12ª	
−0.4	−0.8*	−0.5	0.0	+0.1	0.0	0.0	−0.1	0.0	0.0	+0.2	+0.5	Ampl. 1.4
1ᵖ	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12ᵖ	
+0.6	+0.5	+0.1	+0.1	+0.2	+0.4	+0.5	+0.4	+0.4	−0.1	−0.4	−0.2	

Was zunächst die Amplitude der täglichen Periode anlangt, so ist sie wohl das unsicherste Resultat der Berechnung. Es ergibt sich im Gesamtmittel von Juli 1902 bis Mai 1903 der Wert 1.3° und für den Herbst 1902 der Wert 1.4°. Doch mögen unter dem Gesichtspunkt, daß ein plausibles Resultat sich durch sich selbst rechtfertigt, diese Werte immerhin angeführt werden. Geht man von einer Amplitude von 6.5° am Erdboden aus, die den 33jährigen Beobachtungen in Kopenhagen [1]) entnommen ist, so würde man nach Angots [2]) Ausführungen nur etwa 0.6° Amplitude erwarten. Dagegen würde die aus Ballonfahrten hergeleitete Bersonsche Formel [3]):

$$\log a_h = \log a_0 - \frac{h}{2300}$$

mit $h = 1200$ und $a_0 = 6.5°$ eine Amplitude $a_h = 1.9°$ ergeben. Die erhaltenen Werte liegen also in der Mitte zwischen den von Angot und Berson vermuteten. Außerdem ist zu beachten, daß die berechnete Amplitude aus den oben angeführten Gründen einer Höhe zukommen dürfte, welche tiefer als 1200 m liegt.

Das Hauptmaximum fällt bei beiden Reihen zwischen Mittag und 1ᵖ. Daneben tritt aber — und dies ist vielleicht das wichtigste Ergebnis — ein sekundäres Maximum in den Abendstunden auf. Wir haben hier den Nachweis des längst vermuteten Abendmaximums, das mit zunehmender Entfernung von der Erdoberfläche allmählich an die Stelle des Mittagsmaximums tritt. Daß letzteres ebenfalls, und zwar noch stärker, auftritt, kommt zum Teil davon, daß die erdnahen Schichten stark in die Berechnung eingehen. Doch dürfte auch in höheren Atmosphärenschichten ein „Strahlungsmaximum“ um Mittag eintreten — man beachte auch den frühen Eintritt gegenüber dem Erdboden! —, während das Abendmaximum als „Konvektionsmaximum“ aufzufassen wäre. Daß letzteres der Konvektion zuzuschreiben ist, wird durch die Tatsache belegt, daß die Haufenwolken abends am höchsten stehen [4]). — In den Nacht- und frühen Morgenstunden fallen zwei sekundäre Maxima auf, das eine um Mitternacht, das andere um 5ª. Dieses ist im Gesamtmittel so stark ausgeprägt, daß von 2ª bis Mittag ein kontinuierliches Steigen der Temperatur erfolgt. Ich würde Bedenken tragen, diesen Erscheinungen Realität zuzusprechen, wenn sie nicht durch eine Reihe anderer Beobachtungen bestätigt würden. Die Untersuchung der sekundären Maxima während der Nacht war der ursprüngliche

[1]) V. Willaume-Jantzen, Meteorologiske Observationer i Kjobenhavn. Kopenhagen 1896.
[2]) l. c.
[3]) Assmann und Berson, Wissenschaftliche Luftfahrten III, S. 120.
[4]) Vgl. Süring, Met. Zeitschr. 1904, S. 366.

Digitized by Google

Zweck meiner Arbeit, und wenn auch zu ihrer definitiven Festlegung das Material bei weitem nicht genügt, so glaube ich doch eine neue Bestätigung für ihre Existenz geliefert zu haben. Eine kurze Zusammenstellung der Literatur hierüber dürfte wohl am Platze sein. Zuerst wies Kämtz[1]) auf das Vorhandensein von sekundären Maxima in den Wintermonaten hin. Hellmann[2]) stellt in eingehender Weise solche für eine Anzahl norddeutscher Stationen fest. Billwiller[3]) weist für den Säntis ein Abendmaximum um 9 bis 10^{p} nach. Goodman[4]) untersucht den Temperaturgang in Pawlowsk und findet, daß unter gewissen Bedingungen (eintretende Bewölkung) die Temperatur von 5 bis 6^{p} bis Mitternacht oder bis zum frühen Morgen steigt. Trabert[5]) sucht das Abendmaximum des Säntis auch für den Sonnblick nachzuweisen. Während der Sonnblick nur Spuren davon aufweist, tritt dasselbe um 11 bis 12^{p} in der benachbarten Talstation Kolm-Saigurn deutlich auf.

Nach Angots[6]) Arbeiten weist auch der Eiffelturm ein ausgesprochenes sekundäres Maximum um 8—10^{p} in den Wintermonaten auf. De Martonne[7]) hält sich vom 26. August bis 11. September in 2015 m Höhe in den Südkarpathen auf und beobachtet im Mittel ein Maximum von 12^{p} bis 2^{a}, ein Minimum um 4^{a}, von da ab wieder ein Steigen der Temperatur. Sekundäre Maxima zur Nachtzeit finden sich noch mehrfach bei Bergstationen[8]). Eine umfassende Darlegung des Temperaturganges in der freien Atmosphäre mit nächtlichen Maximis gibt Bigelow[9]) in der Diskussion der Beobachtungen auf dem Blue Hill.

Eine Weiterverfolgung der Frage nach der Temperaturperiode in der freien Atmosphäre erfordert zunächst eine systematische Sammlung von Beobachtungsmaterial. Eine genauere Untersuchung erscheint auch darum am Platze, weil sie geeignet ist, auf die tägliche Periode des Luftdruckes ein neues Licht zu werfen.

Ebingen, den 6. Juni 1908.

R. C. Mossman über das Klima von Edinburgh.

Referat von J. Hann.

Wir müssen auf eine ältere große Publikation zurückkommen, welche die Ergebnisse der zum Teil 131 Jahrgänge umfassenden meteorologischen Aufzeichnungen zu Edinburgh in einer so erschöpfenden Weise behandelt, daß sie wohl hierin ohne Beispiel dasteht. Der Titel des Werkes ist:

The Meteorology of Edinburgh Part I, by Rob. Cockburn Mossman. Transactions R. Soc. Edinburgh. Vol. XXXVIII, Part III. Edinburgh 1896. S. 681 bis 755, mit 3 Tafeln. — Dasselbe, Part II. Trans. Vol. XXXIX, Part I. Edinburgh 1897. S. 63 bis 207, mit 4 Tafeln. — Dasselbe, Part III. Trans. Vol. XL, Part III. Edinburgh 1902. S. 469 bis 509, mit 1 Tafel.

---

[1]) Kämtz, Repertorium für Meteorologen I, S. 81.
[2]) Hellmann, Die tägliche Veränderung der Temperatur in Norddeutschland. Berlin 1875.
[3]) Billwiller, Die meteorologische Station auf dem Säntis. Zürich 1887.
[4]) Goodman, Wilds Rep. f. Met. XIV, Nr. 8, 1891; auch Rep. I, S. 97.
[5]) Trabert, Der tägliche Gang der Temperatur und des Sonnenscheins auf dem Sonnblickgipfel. Denkschr. Wien. Akad. LIX, 1892; Ref. Met. Zeitschr. 1892, S. 65.
[6]) Angot, l. c., vergl. auch Hanns Lehrbuch der Meteorologie, 1. Aufl., 1901, S. 55.
[7]) De Martonne, Ref. Met. Zeitschr. 1903, S. 567.
[8]) Vgl. Met. Zeitschr. 1902, S. 188 (Ben Nevis).
[9]) Bigelow, l. c.

Digitized by Google

Die Meteorologie von Edinburgh ist, wie man sieht, ein umfassendes Werk, und es ist deshalb schwer, von dem überaus reichen Inhalt desselben hier eine ganz entsprechende Vorstellung zu geben.

Die meteorologischen Beobachtungen von Edinburgh reichen zurück bis zum Jahre 1764, doch liegen auch schon Beobachtungen eines Arztes von 1731 bis 1736 vor. Sie sind hier bis zum Jahre 1895 bearbeitet worden, also für 132 Jahrgänge. Eine größere Reihe der Jahrgänge liegt doppelt vor, so daß der gesamte Umfang der Beobachtungen fast 400 Jahre erreicht. Es mußten natürlich verschiedene Reihen von Aufzeichnungen verschmolzen werden, um eine komplette Reihe von 132 Jahrgängen zu erhalten. Es ist aber auch alle Sorgfalt verwendet worden, die verschiedenen Beobachtungsserien vergleichbar zu machen, und es werden darüber ausführliche Mitteilungen gegeben. Überdies werden die Mittel auch für die einzelnen Beobachtungsserien separat mitgeteilt.

Der erste Teil ist den Tagesmitteln gewidmet, d. h. es werden für alle Elemente 100jährige und auch 50jährige Tagesmittel mitgeteilt, sowohl in absoluten Zahlen als auch in Abweichungen vom Jahresmittel.

Beim Luftdruck macht Mossman auf die eigentümliche Erscheinung aufmerksam, daß um den 26. November ein entschiedenes Minimum des Luftdruckes auftritt, auch in den einzelnen Reihen; dasselbe zeigt sich, wenn auch schwächer, zu Greenwich.

November											Dezember	
20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	1.	2.
Luftdruck 700 mm +												
Edinburgh 50 Jahre, 1840/51 und 1857/94.												
58.0	57.7	53.2	54.3	54.8	52.8	52.5*	54.5	55.9	55.2	56.7	57.8	60.0
Edinburgh 32 Jahre, 1861/93.												
60.2	59.3	53.8	54.8	55.3	52.3	52.0*	53.5	56.2	56.0	56.2	57.4	60.3

Eine ganz entsprechende, nur etwas geringere Depression des Luftdruckes tritt zu gleicher Zeit auch in den korrespondierenden Mitteln zu Greenwich zutage.

Der höchste Luftdruck tritt am 14. Mai ein, 762.2, der niedrigste am 26. Nov. 752.5 mm.

Der kälteste Tag im Jahre im 100jährigen Mittel ist der 8. Januar mit 2.1°, der wärmste der 8. August mit 15.1°. Doch ist dieses Datum unentschieden, in den ausgeglichenen Tagesmitteln fällt das Hauptmaximum auf den 14. Juli, ein zweites fast ebenso hohes auf den 13. August.

Die Tagesmittel des Regenfalls werden aus 88 Jahren berechnet. Der nasseste Tag des Jahres ist der 3. August, nahe kommen dann der 13. und 14. August. Der trockenste Tag ist der 13. März, zunächst kommen der 3. Mai und der 23. Februar.

Der sonnigste Tag im Jahre ist der 8. März mit 42 Proz. Sonnenschein, der sonnenloseste der 18. Dezember mit bloß 12 Proz. der möglichen Dauer (Mittel von 30 Jahren).

Der wärmste Wind in Edinburgh ist der SW, nur im August und September der W. Der kälteste Wind ist der N von Herbst bis Frühling, im Sommer aber ist es der E.

Schnee fiel im Mittel von 125 Jahren an

Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Jahr
0.2	1.2	3.1	4.9	4.5	4.8	1.7	0.5	20.9 Tagen.

Die mittlere Häufigkeit von Gewittern und Hagel, Stürme und Nebel in 125 Jahren war:

Digitized by Google

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
					Gewittertage.							
0.1	0.1	0.1	0.2	0.8	1.3	1.8	1.2	0.5	0.1	0.1	0.1	6.4
					Hagel (Graupel?).							
0.6	0.8	1.6	2.1	1.4	0.4	0.3	0.2	0.3	0.5	0.7	0.7	9.6
					Stürme.							
4.1	3.8	3.3	1.8	1.2	1.0	0.8	1.3	2.0	2.8	3.1	3.9	29.1
					Nebel.							
1.3	0.7	1.1	1.2	1.6	1.7	1.1	1.3	1.4	1.4	1.2	1.2	15.2

Für alle diese Elemente werden die Tagesmittel mitgeteilt und deren Abweichungen vom Jahresmittel. Schließlich werden fünftägige Mittel für alle meteorologischen Elemente gegeben.

Von den Windrosen teilen wir nur die folgenden kurzen Auszüge mit.

Abweichungen der Temperatur.

Windrichtung . .	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
Winter	— 2.4	— 1.9	— 1.8	— 1.7	0.6	2.9	0.9	— 1.6	— 1.6
Frühling	— 1.7	— 0.8	— 0.8	0.4	1.3	1.8	0.7	— 0.8	0.1
Sommer	— 0.4	— 0.9	— 1.5	— 0.3	1.4	1.8	0.7	0.4	0.1
Herbst	— 2.5	— 1.7	— 0.7	— 0.8	0.7	2.1	0.6	— 1.2	— 0.4

Relative Feuchtigkeit.

Windrichtung . .	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
Winter	82	84	86	86	85	81*	84	83	87
Sommer	78	85	85	80	78	75*	77	74	84
Jahr	78	84	86	84	80	79	81	77*	85

Der zweite weitaus umfangreichste Teil der Arbeit des Herrn Mossman enthält die einzelnen Monats- und Jahresmittel der meteorologischen Elemente zwischen 1731 bis 1736 und 1764 bis 1896. Er beschäftigt sich deshalb auch vornehmlich mit den säkularen Änderungen derselben. Die Methoden, nach welchen alle Reihen homogen gemacht worden sind, werden spezieller erörtert.

Luftdruck. Das höchste Monatsmittel war 771.2, März 1840, und das niedrigste 741.3, Januar 1791. Das absolute Maximum des Luftdruckes in 127 Jahren betrug 789.2 am 9. Januar 1896 und das Minimum 697.3 am 26. Januar 1884. Die Tabellen I bis VI, S. 109 bis 115, enthalten die Monatsmittel und Extreme der Jahre 1769 bis 1896 und die 10jährigen Mittel.

Temperatur. Die Mittel sind Mittel der täglichen Extreme oder auf solche reduziert. Die extremen Monatsmittel (133 Jahre) waren Juli 1779 mit 18.4 und Januar 1814 mit — 3.1, die extremen Jahresmittel 9.8 (1779 und 1846) und 6.6 (1879). Die Veränderlichkeit der Tagestemperatur 1840 bis 1896 zeigt als größte Veränderlichkeit 2.7° (November 1847), und als kleinste 0.9 in mehreren Sommermonaten. Die größten täglichen Änderungen waren + 8.4 am 17. März 1892 und — 8.6 am 16. August 1869.

Den Temperaturen sind die Tabellen VII bis XXVIII gewidmet, S. 116 bis 142. Wir vermissen hier die Temperaturabweichungen und die mittlere Veränderlichkeit der Monatstemperatur.

Die monatlichen und jährlichen Regenmengen werden für 120 Jahre mitgeteilt. Das Jahresmittel ist 657 mm. Das nasseste Jahr 1872 hatte 990 mm, das trockenste 1826 nur 388, d. i. 51 Proz. über und 41 Proz. unter dem Mittel. Der nasseste Monat war der September 1785 mit 272 mm, der trockenste der März 1781 mit 0.5 mm, also fast regenlos.

Digitized by Google

Trockenperioden mit 14 sich folgenden Tagen ganz ohne Regen (Trockennorm nach Symons) gab es in 92 Jahren 65, welche sich folgendermaßen auf die Monate verteilten:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Zahl	3	9	9	5	4	10	7	3	5	3	2	5	65
Dauer, Tage .	20	18	20	19	21	18	19	18	19	17	16	18	18.6

Die längste Trockenperiode war die vom 24. Mai bis 25. Juni 1786, vier hatten einen Monat Dauer. Fast alle langen Trockenzeiten traten im Frühling ein.

Es gab 165 Tage mit einem Regenfall von 1 Zoll (25.4 mm) oder mehr, die meisten traten im August ein. Die Windrichtung während dieser Regenstürme war in Prozenten:

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
5	15	32	9	3	9	21	6

Die großen Regen traten also zumeist bei E-Wind (vom Meere her) ein, ein zweites Maximum zeigt der W-Wind. Die größte Tagesmenge des Niederschlages war 107 mm am 9. Dezember 1787.

Von 1770 bis 1896 wurden 811 Gewittertage notiert, also sechs pro Jahr, davon kamen 34 auf den Winter, 145 auf den Frühling, 549 auf den Sommer und 83 auf den Herbst; auf Juni, Juli, August entfallen 169, 229 und 151. Nach Mitte August nimmt die Zahl der Gewitter rasch ab. Die 19 Tage vor dem 5. Dezember blieben in 127 Jahren ganz ohne Gewitter. In der täglichen Periode kommen 64 Proz. auf die sechs Stunden vor 5^h nachmittags, die kleinste Zahl haben die frühen Morgenstunden.

Es sieht so aus, als wenn die Zahl der Gewitter in den letzten Jahren zugenommen hätte. Ein Zusammenhang mit den Sonnenflecken und Nordlichtern ist nicht zu bemerken, doch zeigen sich deutliche Minima 1802 und 1864, sowie Maxima 1829 und 1882. Das heftigste Gewitter war das vom 22. Juli 1873, wo ein Beobachter in einer Stunde 680 Blitze zählte, also 11 pro Minute.

Schnee. Es gibt 21 Schneetage im Jahre. Die mittleren Schneefallgrenzen sind 22. November und 10. April, Extreme 1. Oktober und 30. Mai.

Stürme. Die mittlere Zahl derselben ist 29. Maximum 72 1818 und Minimum 5 im Jahre 1856.

Regenbandbeobachtungen. Diese werden seit August 1887 viermal im Tage angestellt. Es ist kein Zweifel, sagt Mossman, daß das Regenbandspektroskop ein wertvolles Hilfsmittel bei der Vorausbestimmung des Wetters ist. Im Mittel der drei Jahre 1888 bis 1890 z. B. ergab sich folgendes Resultat:

Regenband . . .	0.0	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5 und darüber.
Regen folgte im Laufe von 24 Stunden:						
Prozente	20	27	42	56	76	91

Ein Übelstand für die Prognose ist, daß (in Edinburgh) nahe zwei Drittel der Beobachtungen die normalen Werte des Regenbandes geben.

In bezug auf Sonnenstrahlung und Ausstrahlung ergab sich der größte Exzeß der Sonnentemperatur über die Schattentemperatur am 27. März 1892 mit 42.7° C, während am 22. Mai 1890 das Minimumthermometer auf dem Rasen um 7° C tiefer zeigte als das Minimum in der Thermometer-Beschirmung.

Die Untersuchung von Zyklen in der Folge der Mitteltemperaturen der Monate und Jahre führte zu keinem Resultat. Auch Buchan kam zu dem gleichen Schlusse, daß keine Temperaturperioden zu bemerken seien.

Digitized by Google

Auf S. 93 bis 108 findet man die bemerkenswertesten Witterungserscheinungen, Fröste, Hitzeperioden, Trocken- und Regenzeiten, Schneefälle, Gewitter, Nordlichter, Stürme usw. zwischen 1575 und 1895 zusammengestellt.

Die Tabelle XXXII, S. 148, gibt für jeden Monat zwischen 1732 und 1896 die Windverteilung in Prozenten an. Ich glaube nicht, daß für irgendeinen Ort eine solche Tabelle existiert; sie ist für die Witterungsgeschichte von hohem Interesse. Dann wird die Häufigkeit der Ost- und Westwinde für Dezennien mitgeteilt, und das Verhältnis von West zu Ost für die Jahre 1764 bis 1896. Die Häufigkeit der Gewittertage in den einzelnen Monaten und Jahren 1770 bis 1896 enthält die Tabelle XXXVI, Tabelle XXXVII die stündliche Häufigkeit in den Monaten und im Jahre. Wir teilen im Auszuge daraus nur zweistündige Summen mit:

Häufigkeit der Gewitter.

2/3	4/5	6/7	8/9	10/11	Mitt./1	2/3	4/5	6/7	8/9	10/11	Mittn./1
4	4*	6	8	19	49	89	50	29	22	6	9

Ein zweites kleines Nachtmaximum macht sich deutlich bemerkbar.

Die Tabelle XXXVIII enthält alle Schneetage 1770 bis 1896. Die Mittel sind:

Mittlere Zahl der Schneetage.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
4.9	4.5	4.8	1.6	0.4	0	0	0	0	0.3	1.4	3.1	21.0

Maximum 46, 1817; Minimum 2, 1850.

Tabelle XXXIX enthält die Daten des ersten und letzten Schneefalls in den Wintern 1770/71 bis 1896/97 und die zehnjährigen Mittel. Gleiche Tabellen werden mitgeteilt für Tage mit Hagel, mit Stürmen, mit Nebel, mit Nordlichtern. Dann folgen die Tabellen mit den Abweichungen der einzelnen Monate und Jahre von den Gesamtmitteln. Sie werden ausgeglichen durch Summierung von je fünf sich folgenden Zahlen. Von größerem Interesse ist hier Tabelle LVIII mit den Abweichungen der Monats- und Jahressummen des Regenfalls 1768 bis 1894 (in Proz.). Tabelle LX enthält die Zahl der Fälle, in welchen das Minimum der Lufttemperatur unter den Gefrierpunkt fiel für alle Monate von 1803 bis 1896. Die Mittel sind:

Mittlere Häufigkeit eines Minimums unter 0° C.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Temperatur unter 0°.												
15.1	11.3	11.3	4.6	0.9	0	0	0	0.1	2.4	7.7	11.9	65.3
Temperatur unter — 6.7 (20° F) 1803/96.												
1.2	0.4	0.15	0	0	0	0	0	0	0.01	0.06	0.5	2.4

Häufigkeit meteorologischer Erscheinungen bei den verschiedenen Winden 1857 bis 1900.

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen oder Var.	Total
Schneefall.									
92	133	177	70	32	42	187	90	19	842
Hagel.									
46	67	58	9	5	27	116	55	9	392
Stürme.									
12	50	66	27	64	320	487	39	—	1065
Gewitter.									
9	38	82	27	26	29	108	26	28	373
Nebel.									
23	110	317	87	49	31	61	27	94	799
Häufigkeit der Winde (Tage dividiert durch 100):									
7.4	11.1	25.4	9.4	9.8	21.2	56.5	13.2	6.7	160.7

Digitized by Google

Der dritte Teil der großen Arbeit (Transactions XL, Part. III, No. 21. Edinburgh 1902) setzt die Tabellen fort bis zum Jahre 1900 und enthält zudem auch andere Zusätze. So erhalten wir S. 476 bis 483 einen Appendix zu den bemerkenswerten Erscheinungen, der bis 1497 zurückgeht, und auch vier Sonnenfinsternisse 1133, 1185, 1330 und 1433 erwähnt. Wir können auf die zahlreichen Tabellen nicht mehr näher eingehen und wollen bloß noch einige Windrosen mitteilen (siehe S. 345 Ende), und zwar bloß für das Jahr, die Tabellen enthalten sie für die Monate.

Den Schluß macht eine Tabelle der Weizenpreise in Edinburgh von 1801 bis 1900 incl.

Wir wollen noch auf folgende Abhandlungen von Mossman aufmerksam machen, die zur Ergänzung obiger Ausführungen dienen.

The Non-Instrumental Meteorology of London 1713—1896. Quart. Journ. R. Met. Soc. XXIII. Oct. 1897.

On the frequency of Non-Instrumental Meteorol. Phenomena in London with Different Winds from 1763—1897. Quart. Journ. R. Met. Soc. XXIV. Oct. 1898.

The Aurora borealis in London 1707—1895. Journ. Scottish Met. Soc. No. 13 and 14. 1897.

Barometric and Thermometric Gradients between London and Edinburgh 1764—1898. Journ. Scottish Met. Soc. Vol. XI.

Die mittleren Gradienten sind:

London — Edinburgh.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Temperatur 1764 bis 1898.												
0.4	0.8	1.1	1.7	2.6	2.6	2.8	3.0	2.8	2.2	1.5	0.7	1.9
Luftdruck im Meeresniveau 1774 bis 1898 in Millimetern.												
3.53	4.06	2.39	0.84	0.81	1.65	2.24	2.52	2.46	2.52	2.62	3 58	2.46

Die Abhandlung enthält die größten und kleinsten Werte dieser Differenzen, und die Werte für die einzelnen Jahre 1764 bis 1898, d. i. 135 Jahre, und 1774 bis 1898, d. i. 125 Jahre. Diese Tabellen sind für die Witterungsgeschichte von größtem Interesse.

Vieljährige Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Edinburgh. 55° 57′ NBr., 3° 11′ W. v. Gr.

	Luftdruck					Temperatur			Tage mit			
	Mittel 1770—1900 131 J.	Mittleres Max. 1840—1900, 61 J.	Min.	Schwkg.	Mittel 1851—1900 50 J.	Mittel 1764—1900 137 J.	Mittel 1851—1900 50 J.	Mittlere Veränderlichkeit 1840—1900 61 J.	Gewitter 1851—1900	Schnee	Hagel	Stürme
Jan.	757.4	774.3	733.9	40.4	757.2	2.7	3.3	1.78	0.20	3.7	0.7	4.1
Febr.	(57.2)	74.1	37.5	36.6	58.9	3.5	3.7	1.62	0.14	4.2	0.6	2.8
März	58.5	74.2	37.8	36.4	58.2	4.6	4.6	1.57	0.16	4.9	1.2	2.6
April	59.2	72.1	42.0	30.1	59.6	7.1	7.2	1.51	0.32	1.0	1.4	1.1
Mai	60.5	72.6	44.6	28.0	60.6	9.9	9.8	1.56	0.98	0.4	1.4	0.9
Juni	60.3	70.7	46.6	24.1	60.5	13.2	13.1	1.55	1.68	0	0.5	0.8
Juli	58.9	69.4	45.4	24.0	59.2	14.8	14.7	1.41	2.18	0	0.4	0.7
Aug.	58.8	69.3	43.8	25.5	58.6	14.3	14.3	1.41	1.48	0	0.4	0.8
Sept.	58.8	72.6	42.3	30.3	59.1	12.0	12.1	1.46	0.56	0	0.3	1.7
Okt.	57.2	72.4	35.9	36.5	58.0	8.5	8.4	1.62	0.34	0 3	0.7	2.3
Nov.	57.0	74.1	34.2	39.9	58.3	5.0	5.4	1.74	0.10	1.2	0.6	2.4
Dez.	56.8	74.0	33.4	40.6	57.1	3.6	3.8	1.79	0.08	3.0	0.5	3.5
Jahr	758.4	779.8	724.2	55.6	758.8	8.3	8.4	1.58	8.22	18.7	8.7	23.7

Digitized by Google

	Temperatur: Mittel Höchstes 1764—1900		Mittel Tiefstes (137 J.)		Mittlere Monats- u. Jahresextreme 1840—1900 (61 J.)		Absolute Extreme 1764—1896		Minimum auf Gras Mittel 1891—1900	Diff. [1]	Relat. Feuchtigkeit 1862 bis 1900 39 J.	Niederschlags-Menge 1770—1776, 1780, 1785—1900 124 J.	Niederschlags-Tage 1877 bis 1900 24 J.	Windgeschw. mps 1891 bis 1900
Jan.	7.0	1898	− 3.1	1814	11.2	− 5.9	15.0	− 15.0	− 1.2	2.1	86.5	49	16	3.1
Febr.	8.4	1779	− 1.2	1838	11.7	− 4.8	17.8	− 11.2	− 1.2	2.2	86.0	43	14	3.0
März	8.1	1845	1.2	1785	14.2	− 4.2	20.0	− 9.4	− 0.5	2.2	83.7	39	15	3.2
April	9.9	1792 u. 1798	3.8	1837	17.7	− 1.3	24.4	− 5.0	1.7	2.0	80.4	38	14	2.5
Mai	13.2	1833	7.3	1810	20.9	0.7	26.2	− 3.3	4.1	1.8	78.1	49	14	2.4
Juni	16.6	1846	10.8	1860	23.7	4.4	29.9	0.0	8.1	1.2	77.7	56	14	2.0
Juli	18.4	1779	12.4	1879	24.7	6.3	30.4	3.3	9.6	1.3	78.9	71	17	2.3
Aug.	17.6	1779	11.4	1830	23.7	5.9	30.9	1.7	9.3	1.6	81.5	71	19	2.3
Sept.	15.3	1846	9.0	1807	21.1	3.4	27.6	− 0.6	6.8	2.0	82.6	61	16	2.8
Okt.	11.5	1831	5.6	1817	17.3	− 0.8	21.7	− 4.3	2.9	2.2	85.7	64	17	2.8
Nov.	8.6	1899	1.1	1807	13.6	− 2.9	16.7	− 6.8	1.8	2.2	86.7	61	17	3.1
Dez.	8.8	1843	− 0.6	1878	12.3	− 4.9	16.6	− 14.2	− 0.2	2.2	86.1	57	17	3.3
Jahr	9.8	1779 u. 1846	6.6	1879	26.3	− 8.2	30.9	− 15.0	3.4	1.9	82.8	659	190	2.7

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Sonnenschein.													
Mittl. Zahl in Stunden	32	62	104	132	170	146	148	140	109	82	38	22	1185
Prozent	15	23	28	31	34	28	28	30	29	26	15	10	26
Sonnenlose Tage . .	14	7	5	4	4	5	4	3	4	7	14	18	89

Mittlere stündliche Sonnenscheindauer (Oktober 1890 bis September 1900).

	5a	6a	7a	8a	9a	10a	11a	Mittag	1p	2p	3p	4p	5p	6p	7p	8p
Winter.	—	—	—	0.2	1.9	6.6	17.3	22.5	23.5	21.6	14.8	5.2	1.0	—	—	—
Frühling.	0.9	7.5	14.3	21.9	30.3	37.0	40.5	41.6	40.7	39.1	37.1	35.0	28.9	20.5	9.1	1.5
Sommer.	4.5	15.4	23.7	29.2	31.8	34.2	34.1	36.1	36.3	36.2	36.1	33.3	31.8	27.8	19.5	4.3
Herbst.	—	—	0.8	5.4	14.1	23.9	30.4	33.3	33.0	30.8	26.8	18.6	10.8	4.0	0.4	—
Jahr.	5.4	22.9	38.8	56.7	78.1	101.7	122.3	133.5	133.5	127.7	114.8	92.1	72.5	52.3	29.0	5.8

Häufigkeit der Winde und Kalmen 1764—1896 in Prozenten.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
N . . .	4.1	4.6	6.4	5.3	3.8	3.7	3.2	2.6	3.8	3.8	5.2	5.0	4.3
NE . .	4.7	4 8	7.2	10.5	11.0	9.1	6.8	8.5	5.7	4.5	4.3	4.1	6.5
E . . .	13.1	13.2	17.6	24.6	29.5	24.1	19.6	17 7	17.3	14.0	13.2	12.8	18.1
SE . .	6.2	6.0	6.0	5.6	5.4	3.9	3.7	3.8	5.2	7.0	6.0	6.2	5.4
S . . .	5.9	5.0	4.5	3.8	3.6	3.7	4.4	3.8	5.4	6.2	5.3	5.6	4.7
SW . .	18.5	19.4	14.6	11.1	10.4	12.3	14.0	14.7	15.2	15.8	16.6	20.0	15.1
W . .	37.1	36.2	32.0	27.8	27.2	33.2	38.6	49 8	36.7	38.4	37.6	35.8	35.3
NW . .	7.2	7 8	8.8	8.3	6.0	6.3	6.2	6.5	6.0	7.1	7.8	6.9	7.1
Kalmen	3.2	3.0	2.9	3.0	3.2	3.6	3.6	4.6	4.7	3.2	4.0	3.5	3.5

Edinburgh. Jahressummen des Niederschlages von 120 Jahren.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1770	708	564	818	732	767	866	663	—	—	—
1780	577	—	—	—	—	777	594	811	494	742
1790	699	696	940	526	729	930	448	690	573	673
1800	548	518	541	402	624	411	558	566	738	759
1810	683	829	688	512	566	554	641	749	548	687
1820	576	602	664	769	630	562	388*	828	641	761
1830	845	623	590	530	534	641	839	680	788	596
1840	648	666	428	604	532	676	801	578	777	564
1850	519	579	800	651	531	517	723	633	618	660
1860	850	727	861	651	713	601	692	788	725	565
1870	561	682	989	716	654	618	905	909	632	724
1880	631	717	768	567	626	446	662	503	631	567
1890	680	615	569	532	718	679	593	—	—	—

[1]) Gegen das Schatten-Minimum.

Digitized by Google

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Größte Monatsmenge.													
Maximum . . .	143	162	123	116	121	175	167	212	271	175	172	214	989
Jahr	1867	1894	1827	1871	1847	1853	1830	1877	1785	1864	1770	1787	1872
Kleinste Monatsmenge.													
Minimum . . .	3	3	1	4	4	5	4	10	6	4	10	9	388
Jahr	1787	1891	1781	1842	1844	1801 / 1806	1825	1880	1810	1830	1805	1843	1826

Edinburgh-Jahressummen der Gewittertage von 127 Jahren.

Jahr	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1770	3	3	7	1	3	5	6	3	5	8
1780	1	6	3	8	1	4	2	6	4	10
1790	5	2	4	3	5	3	1	5	10	4
1800	4	1	3	3	4	4	5	5	11	9
1810	4	5	4	6	2	5	7	10	7	3
1820	8	6	13	4	4	10	6	8	11	9
1830	6	12	6	8	1	8	6	13	4	6
1840	3	5	6	5	2	5	12	5	3	11
1850	3	2	14	7	9	6	4	7	6	2
1860	8	6	4	5	4	2	4	10	12	4
1870	3	9	20	11	14	6	7	10	8	9
1880	12	8	15	13	15	4	11	7	5	9
1890	7	5	5	13	15	16	4	—	—	—

Mittlere Anzahl der Tage mit Gewitter.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1771—1830	0.08	0.05	0.02	0.20	0.68	1.00	1.65	1.03	0.42	0.02	0.05	0.03	5.23
1831—1890	0.13	0.07	0.15	0.28	0.90	1.67	1.92	1.32	0.53	0.27	0.07	0.08	7.39
Mittel 1770—1896	0.12	0.08	0.09	0.24	0.81	1.34	1.83	1.21	0.46	0.14	0.05	0.05	6.44

Die Lufttemperatur bei Schnee- und Graupelfall in und um Berlin[1]).

Von C. Kassner.

Mit 1 Figur.

Die Frage: „Bei welcher Lufttemperatur fällt Schnee?“ ist in voller Allgemeinheit noch nicht beantwortet worden; auch für ein größeres Gebiet liegt erst eine einzige Zusammenstellung vor, nämlich in der Dissertation von Max Friedrich: Niederschläge und Schneelagerung in der Arktis (Leipzig 1891, S. 18 bis 20). Danach ist gut beglaubigter Schneefall im Nordpolargebiet zwischen — 49° (zu Jakutsk) und + 16° (ebenda) beobachtet worden. Alle anderen, mehr gelegentlichen Beiträge zu obiger Frage liefern Temperaturen zwischen den eben genannten Grenzen und ohne sie zu erreichen; ich erwähne nur Scoresby, Kämtz, Brandes (in Gehlers Physikalischem Wörterbuch, Artikel Schnee, S. 561), Woeikof, H. Fischer (Die Äquatorialgrenze des Schneefalls, Leipzig 1888, S. 173 f.). Bereits Humboldt hat (Zentralasien, 3. Teil, S. 177) darauf aufmerksam gemacht, daß „man die Temperatur derjenigen Luftschicht, worin sich der Schnee bildet, wohl unterscheiden muß von der Temperatur derjenigen Schichten, durch die der Schnee herabfällt“; hierauf haben später auch Woeikof und Hann hingewiesen.

[1]) Aus: Berliner Zweigverein der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft. Jahresbericht über das 24. Vereinsjahr 1907. Berlin 1908. Stark gekürzt vom Autor, besonders hinsichtlich des tabellarischen Belegmaterials.

Digitized by Google

Wenn man aber bedenkt, in welcher unvollkommenen Weise früher die Lufttemperatur gemessen wurde und wie sehr die Angaben eines Thermometers von der Art und Höhe seiner Aufstellung abhängen, so kann man obige Grenzen zunächst nur mit einigem Zweifel betrachten. Es liegen indessen wenigstens zwei Arbeiten vor, denen der eben gerügte Mangel wohl nicht anhaftet, nämlich die eine von J. Berthold über zehnjährige Beobachtungen zu Schneeberg in Sachsen — Titel: Bei welcher Temperatur fällt im Erzgebirge in 500 m Seehöhe Schnee? (Meteorologische Zeitschrift 1888, S. 30 bis 32) — und die zweite von H. Schindler gleichfalls auf Grund zehnjähriger Beobachtungen (1881 bis 1890) zu Weissenhof, nordwestlich von Wien — Titel: Beitrag zur Kenntnis der Schneeverhältnisse (Meteorologische Zeitschrift 1891, S. 265 bis 268). Beide Verfasser sagen aber darüber zu wenig, welche Temperaturangaben sie benutzt haben. Während Schindler überhaupt nur von „Temperaturen" ohne nähere Erläuterung spricht, scheint Berthold nach seiner Bemerkung: „Die Temperatur nur in ganzen Graden (der wahren Tagesmittel)", sowie nach einer textlichen Erläuterung einer Tabelle nur die Tagesmittel und nicht die bei den Schneefällen tatsächlich herrschenden Temperaturen zugrunde gelegt zu haben; ich schließe das auch noch daraus, daß die niedrigste Schneefalltemperatur nur -13^{0} beträgt, obwohl Schneeberg 500 m hoch am Gebirge liegt. Ein solches Verfahren vermindert die Gültigkeit der Schlüsse des Verfassers natürlich ganz erheblich. Wir haben somit eigentlich noch für keinen Ort über die vorliegende Frage eine Untersuchung, die modernen meteorologischen Anforderungen entspricht.

Für Berlin liegen meines Wissens bisher nur zwei Notizen vor, nämlich zuerst von Leopold von Buch — Über die Bewegungen des Barometers zu Berlin (Abhandlungen der Berliner Akademie der Wissenschaften aus den Jahren 1818 bis 1819, Berlin 1820, S. 98), — indem er sagt: „Aus vielen Zusammenstellungen finde ich die Mitteltemperatur, bei welcher großer Schnee fällt, der dauernd den Boden bedeckt, nicht tiefer als -3, höchstens -4^{0} R" (-4 bis -5^{0} C), und weiterhin: „Bei tieferer Temperatur (nämlich als -10.5^{0} R $= -13^{0}$ C) wird es kaum noch schneien können". Die zweite Mitteilung gibt Herr Less (Meteorologische Zeitschrift 1889, S. 275 bis 276) in seinem Vortrage über die Sohnckesche Theorie der Gewitterelektrizität. Es waren zu Berlin am 20. November 1888 bei nahezu $+11^{0}$ Schneeflocken beobachtet worden, an welchem Tage auch weitverbreitete Gewitter stattfanden; an diesem Beispiel und ähnlichen Beispielen suchte Herr Less jene Theorie zu prüfen. In der Sitzung vom 2. Dezember 1890 des Berliner Zweigvereins der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft hat er denselben Gegenstand in einem Vortrage „Über Gewitter in ihrem Zusammenhang mit Niederschlägen und Temperatur" besprochen, aber nichts darüber veröffentlicht; auch ist mir der Inhalt dieses Vortrages nicht mehr erinnerlich, so daß er hier nicht herangezogen werden kann.

Meine Untersuchung erstreckt sich hauptsächlich auf den Schnee und, entsprechend dem selteneren Vorkommen, nur kurz auf Graupeln. Zugrunde liegen hauptsächlich die Beobachtungen der meteorologischen Stationen in der Teltower Straße 8, Invalidenstraße 42 (Physikalisches Kabinet der Landwirtschaftlichen Hochschule) und in Blankenburg, 6 km nordöstlich von Berlin, meist aus dem Jahrzehnt 1896 bis 1905.

I.

Zunächst wurden die Aufzeichnungen des Physikalischen Kabinets der Landwirtschaftlichen Hochschule von 1896 bis 1905, da sie besonders ausführlich (vom Oktober 1901 ab allerdings weniger umfangreich) sind, in der Weise benutzt, daß

Digitized by Google

zu jedem, deutlich von anderen gesonderten Schneefall die bei seinem Beginn herrschende Lufttemperatur aus Thermographenaufzeichnungen (reduziert auf die Terminablesungen) entnommen wurden. Im allgemeinen wurde wahrgenommen, daß der Schnee durch sein Fallen die Lufttemperatur nur dann (gewöhnlich um 3 bis 5°) herabdrückt, wenn er bei lebhaftem, böigem Winde fällt; bei schwachem oder stetigem Winde aber wird der tägliche Gang der Temperatur nur wenig, oft auch gar nicht beeinflußt. Ich habe für alle Schneefälle am Aeronautischen Observatorium bei Tegel und Lindenberg die Änderung der Lufttemperatur $^1/_2$, 1, $1^1/_2$ usw. Stunden nach Beginn eines Schneefalls festgestellt und daraus Mittelwerte abgeleitet. Die Windrichtung zeigte sich von keiner Bedeutung, wohl aber die Windstärke, weshalb ich die Schneefälle in solche bei weniger und bei mindestens 6 mps. schied. Da die gleichzeitigen Drachenaufstiege meist weniger als $1^1/_2$ Stunden dauerten, ist das Material für $1^1/_2$ Stunden und darüber schon dürftig (6 bis 9 Fälle). Die Änderung der Temperatur gegen die zu Beginn eines Schneefalls betrug:

bei Wind	nach $^1/_2$	1	$1^1/_2$	2	$2^1/_2$ Stdn.
unter 6 mps.	+ 0.3°	+ 0.5°	+ 0.7°	+ 0.7°	+ 1.2°
mindestens 6 mps. . . .	0.0	+ 0.2	+ 0.6	+ 0.5	+ 0.4
Mittel	+ 0.2	+ 0.4	+ 0.7	+ 0.6	+ 0.7

Gegenüber dem normalen Gange der Temperatur bewirkte Schneefall eine Depression der Temperatur:

bei Wind	in 1	2 Stdn.
unter 6 mps.	0.0°	— 0.4°
mindestens 6 mps. . . .	— 0.3	— 0.6
im Mittel	— 0.1	— 0.5

Wurde durch den ersten Schneefall an einem böigen Tage die Lufttemperatur stark herabgedrückt, so wurde nur dieser, nicht aber spätere Schneefälle am selben Tage berücksichtigt, um jede Entstellung der Resultate zu vermeiden.

Aus dem zugrunde liegenden Jahrzehnt verteilen sich die Schneefälle auf die einzelnen Temperaturstufen, wie Tabelle I angibt:

Tabelle I. Lufttemperatur und Schneefall zu Berlin, Landwirtschaftliche Hochschule (1896 bis 1905).

	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Jahr
8° bis 7° . . .	1	—	—	1	—	—	1	—	—	3
7 „ 6 . . .	—	—	—	—	1	—	1	2	3	7
6 „ 5 . . .	—	—	—	—	1	—	2	2	1	6
5 „ 4 . . .	—	—	—	—	2	1	3	8	—	14
4 „ 3 . . .	—	—	—	—	4	4	5	7	—	20
3 „ 2 . . .	—	3	3	9	8	4	9	8	—	44
2 „ 1 . . .	—	—	5	16	22	17	21	5	—	86
1 „ 0 . . .	—	—	16	36	30	30	24	5	—	141
0 „ — 1 . . .	—	1	12	14	18	26	6	2	—	79
— 1 „ — 2 . . .	—	—	1	12	10	10	4	—	—	37
— 2 „ — 3 . . .	—	—	3	6	6	17	6	—	—	38
— 3 „ — 4 . . .	—	—	—	2	5	15	3	—	—	25
— 4 „ — 5 . . .	—	—	—	3	10	7	1	—	—	21
— 5 „ — 6 . . .	—	—	—	3	6	2	—	—	—	11
— 6 „ — 7 . . .	—	—	1	2	2	2	1	—	—	8
— 7 „ — 8 . . .	—	—	—	2	4	4	1	—	—	11
— 8 „ — 9 . . .	—	—	—	1	1	1	—	—	—	3
— 9 „ — 10 . . .	—	—	—	3	—	1	—	—	—	4
— 10 „ — 11 . . .	—	—	—	3	—	—	—	—	—	3
— 11 „ — 12 . . .	—	—	—	1	2	—	—	—	—	3
— 12 „ — 13 . . .	—	—	—	1	1	—	—	—	—	2
— 17 „ — 18 . . .	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1
über 0°	1	3	24	62	68	56	66	37	4	321
unter 0°	—	1	17	54	65	85	22	2	—	246
Summe	1	4	41	116	133	141	88	39	4	567
Prozente . . .	0.2	1	7	20	23	25	16	7	1	100

Digitized by Google

Am häufigsten schneit es zwischen 0° und + 1°, dann kommt + 1° bis + 2°, darauf 0° bis — 1°. Wählt man die Temperaturstufen statt von Grad zu Grad zur besseren Übersicht von 2 Grad zu 2 Grad, so erhält man:

Tabelle II.

Stufen	Alle Beobachtungen		Terminbeobachtungen	
	Anzahl	Prozente	Anzahl	Prozente
8° bis 6°	10	2	—	—
6 „ 4	20	4	4	2
4 „ 2	64	11	12	6
2 „ 0	227	40	82	38
0 „ — 2	116	21	52	24
— 2 „ — 4	63	11	25	12
— 4 „ — 6	32	6	19	9
— 6 „ — 8	19	3	10	5
— 8 „ — 10	7	1	5	2.5
— 10 „ — 12	6	—	4	2
— 12 „ — 14	2	0.4	—	—
— 14 „ — 16	—	—	—	—
— 16 „ — 18	1	0.2	1	0.5
über 0°	321	57	98	45
unter 0°	246	43	116	55
Summe	567	100	214	100

Also fällt Schnee unter 100 Malen 57 mal über 0° und nur 43 mal unter 0°, ferner 61 mal bei Temperaturen zwischen + 2° und — 2°, sowie 83 mal bei solchen zwischen + 4° und — 4°.

Im November bis März liegt das Häufigkeitsmaximum (Tabelle I), entsprechend der Häufigkeit der Lufttemperaturen, bei 0° bis + 1°, und zwar im Februar mehr bei 0° (im November ist es ebenso, aber wohl nur infolge des zugrunde gelegten Zeitraums), sonst jedoch mehr bei + 1°. In den Frühlingsmonaten verschiebt sich das Maximum beträchtlich nach den Wärmegraden hin und befindet sich im April zwischen + 2° und + 5°, im Mai wohl noch höher. Das sekundäre Maximum zwischen — 7° und — 8° ist nur dem gerade benutzten Zeitraum eigentümlich, wie die späteren Untersuchungen über eine 20jährige Reihe erkennen lassen.

Die Tabelle I zeigt auch noch, daß es am häufigsten im Februar (25 Proz.) und im Januar (23 Proz.) schneit, dann kommt der Dezember (20 Proz.) und hierauf der März (16 Proz.); somit tritt die Hälfte aller Schneefälle im Hochwinter (Januar und Februar) ein. Würde man alle Zahlen auf gleich lange Monate reduzieren, so kämen auf Februar 27 Proz., Januar 23 Proz., Dezember 20 Proz. und März 15 Proz.

Die höchste Temperatur bei Schneefall, die natürlich von dem benutzten Zeitraum völlig abhängt, lag bei + 7° bis + 8°, und zwar handelte es sich im September und Dezember 1898 um Schneeflocken, im März 1900 um schwachen Schnee. In dem eingangs erwähnten, gut beglaubigten Falle des Herrn Less waren gleichfalls nur Schneeflocken im Regen bei + 11° wahrgenommen worden. Daß auch gelegentlich noch höhere Temperaturen vorkommen, zeigen Meldungen aus Breslau und Husum vom Juli 1898, wo wiederholt Schneeflocken gleichfalls im Regen bei + 13° bis + 16° gesehen wurden; genauer läßt sich die Temperatur leider nicht feststellen. Ich habe bereits früher (Meteorologische Zeitschrift 1902, S. 83) darauf hingewiesen, daß man bei passender Beleuchtung die durch den Wind emporgetragenen Regentropfen leicht für Schneeflocken halten kann; ich habe selbst einen Fall erlebt, wo ein Kollege im Sommer Schneeflocken am Fenster vorbeiwirbeln sah, während es sich, wie ich ihm zeigte, nur um vom Winde am Hause emporgejagte Tropfen mit

Digitized by Google

starkem Tageslichtreflex handelte. Möglicherweise sind manche Berichte von Schneefall bei sehr hoher Temperatur (über + 10°) darauf zurückzuführen.

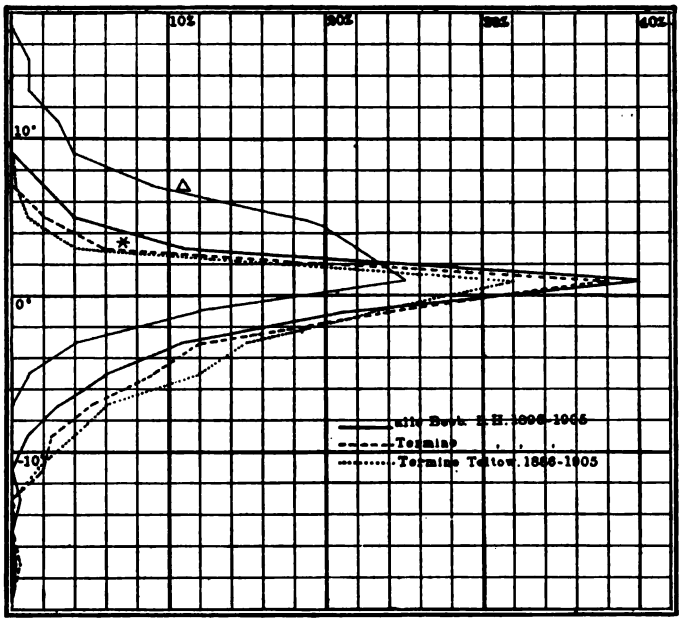
Die tiefste Temperatur bei Schneefall wurde am 15. Dezember 1899 mit — 17° bis — 18° beobachtet; dann kommt erst wieder Schnee bei — 12° bis — 13°. Man sieht also, daß L. von Buch — wenigstens für Berliner Verhältnisse — schon nahezu das Richtige traf, wenn er meinte, daß es unter — 13° kaum noch schneien könne. Unter — 8° kommen überhaupt nur $1^1/_2$ Proz. aller Fälle vor.

Von den hier behandelten Schneefällen darf der vom 7. April 1905 bei 0° wohl deshalb einiges Interesse beanspruchen, weil dabei außerordentlich große Schneeflocken beobachtet wurden; ich fand einige bis zu 5 × 6 × 1 cm Größe. Sie glichen einer flachen Schale und fielen mit der konvexen Seite nach unten.

II.

Um nun zu sehen, wie sich in der vorliegenden Frage die Stadt zu ihrer Umgebung verhält, und um von etwaigen Zufälligkeiten, wie sie bei Benutzung der Beobachtungen von nur einer Station eintreten können, frei zu werden, habe ich auch die Aufzeichnungen der anderen, eingangs schon genannten Stationen verwertet. Da

Fig. 1.



jedoch die Feststellung der Temperatur bei den einzelnen Schneefällen Schwierigkeiten bot, so schlug ich hier ein anderes Verfahren ein. Es wurde bei jedem der drei täglichen Beobachtungstermine nachgesehen, ob gerade Schnee fiel, und zutreffendenfalls die zugehörige Temperatur entnommen. Dadurch wird man naturgemäß gewöhnlich nicht gerade die Temperatur zu Beginn eines Schneefalls erhalten, sondern mehr oder weniger spät nachher; indessen wies ich ja schon oben darauf hin, daß gewöhnlich nur bei sehr windigem Wetter die Temperatur während des Schneiens stark sinkt, sonst aber nur wenig. Mithin wird der Fehler, den man durch dieses Verfahren begeht, nicht erheblich sein. Um ihn aber einigermaßen abschätzen zu können, habe ich dieses Verfahren auch auf die schon in anderer Weise behandelten Beobachtungen der Landwirtschaftlichen Hochschule angewendet. Die so erhaltenen Werte für das Jahr sind in Tabelle II und in der vorstehenden Figur wiedergegeben.

Digitized by Google

Auch nach den Terminbeobachtungen schneit es am häufigsten zwischen 0° und + 2° und dann zwischen 0° und — 2°, insgesamt in 62 Proz. zwischen + 2° und — 2° (oben fanden wir 61 Proz.). Im übrigen aber zeigt sich doch ein bemerkenswerter Unterschied, daß nämlich nach den Terminbeobachtungen der Schnee im Durchschnitt bei etwas tieferen Temperaturen fällt als bei Benutzung aller Beobachtungen, und das ist auf die Rechnung der Schneefälle bei böigem Wetter zu setzen, welche die Temperatur stark herabdrücken. Das Verhältnis der Fälle über 0° zu denen unter 0° kehrt sich geradezu um. Dieses Unterschiedes müssen wir uns im folgenden bewußt bleiben.

Tabelle III. Häufigkeit des Schneefalls über und unter 0° in und um Berlin, 1896 bis 1905 (Terminbeobachtungen).

	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Jahr
1. Teltower Straße 8.								
über 0°	1	16	21	23	16	19	11	107
unter 0°	1	6	23	32	37	16	1	116
Summe	2	22	44	55	53	35	12	223
2. Landwirtschaftliche Hochschule.								
über 0°	2	11	20	19	17	19	10	98
unter 0°	1	2	23	33	41	16	—	116
Summe	3	13	43	52	58	35	10	214
3. Blankenburg.								
über 0°	1	9	15	26	16	20	2	89
unter 0°	—	7	38	52	32	17	2	148
Summe	1	16	53	78	48	37	4	237

Allgemein fällt im eigentlichen Winter (Dezember bis Februar) mehr Schnee unter 0°, im Vor- und Nachwinter (November, März) über 0°.

Die Stadtstationen haben gemeinsam, daß in allen Monaten der Schnee am häufigsten zwischen 0° und + 2° fällt, nur im Februar etwa ebenso oft auch zwischen 0° und — 2°. Letzteres trifft auch bei dem frei auf dem Lande gelegenen Blankenburg zu; hier zeigt noch der Dezember dasselbe Verhalten. Man könnte ja dem zugrunde gelegten Zeitraum die Schuld geben, indessen sprechen dagegen die übrigen Stationen, bei denen die Zahl der Schneefälle zwischen 0° und + 2° rund doppelt so groß ist als die zwischen 0° und — 2°. Ähnlich ist es auch im Januar, wo das Verhältnis dieser Schneefallgruppen innen viel größer ist als außen. Mithin kann man hieraus, wie auch aus Tabelle III schließen, daß es in der Stadt durchschnittlich bei höheren Temperaturen schneit als außerhalb. Dieses verschiedene Verhalten ist offenbar keiner allgemeinen wetterwirkenden Ursache zuzuschreiben, sondern lediglich einer örtlichen: der höheren Stadttemperatur.

Tabelle IV. Lufttemperatur und Schneefall in Prozenten der Häufigkeit (Terminbeobachtungen).

	Teltower Straße	Landw. Hochschule	Blankenburg
8° bis 4°	1	2	0.4
4 „ 0	47	44	37
0 „ — 4	36	36	43
— 4 „ — 8	11	14	13
— 8 „ —12	5	4	5
—12 „ —16	—	—	1.3
—16 „ —20	—	0	—
über 0°	48	46	38
unter 0°	52	54	62

Wohl noch übersichtlicher tritt dieses Resultat aus Tabelle IV hervor, in der die Schneefälle in Gruppen zu je 4° zusammengefaßt und in Prozenten der Gesamt-

Digitized by Google

zahl berechnet sind. Während die Häufigkeit der Schneefälle über 0° bei den Stadtstationen nicht sehr (4 bis 8 Proz.) hinter denen unter 0° zurückbleibt, erreicht der Unterschied bei der Landstation Blankenburg 24 Proz.

III.

Wiederholt mußte bisher die Vermutung ausgesprochen werden, daß manche Resultate lediglich von dem gewählten Zeitraum abhängen. Um auch darüber Auskunft geben zu können, sind die Terminbeobachtungen der Station Teltower Straße nicht bloß für das bisher benutzte Jahrzehnt 1896 bis 1905, sondern auch für 1886 bis 1895 ausgewertet worden.

Tabelle V. Lufttemperatur und Schneefall zu Berlin, Teltower Straße (Terminbeobachtungen).

	Häufigkeitszahlen			Prozente		
	1886—1895	1896—1905	1886—1905	1886—1895	1896—1905	1886—1905
8° bis 4° . . .	3	3	6	1	1	1
4 „ 0 . . .	95	104	199	30	47	37
0 „ — 4 . . .	129	81	210	40	36	39
— 4 „ — 8 . . .	70	25	95	22	11	17
— 8 „ — 12 . . .	20	10	30	6	5	6
— 12 „ — 16 . . .	2	—	2	1	—	0
über 0°	98	107	205	31	48	38
unter 0°	221	116	337	69	52	62

Im ersten Jahrzehnt sind durchschnittlich jährlich zehn Schneefälle mehr als im zweiten an den Terminen eingetreten; dieser Überschuß verteilt sich ziemlich gleichmäßig über den ganzen Winter, am größten war er im Februar. November und April aber haben im zweiten Jahrzehnt mehr Schneefälle. Hinsichtlich der Temperaturen wurden im ersten Jahrzehnt mehr als doppelt soviel Schneefälle unter als über 0° verzeichnet, im zweiten aber nahezu gleichviel. Die Ursache ist darin zu suchen, daß das erste Jahrzehnt sehr kühl war und in sechs Jahren hinter der normalen Temperatur zurückblieb, das zweite dagegen nur in einem.

Für das sehr kühle erste Jahrzehnt findet man dessen Zahlen unter 0° größer und über 0° kleiner als die entsprechenden im zweiten Jahrzehnt.

Es fragt sich nun, welches der beiden Jahrzehnte man als normal ansehen soll. Für keine der Berliner Stationen steht eine längere Beobachtungsreihe zur Verfügung, die homogen wäre. Es muß dabei auch noch beachtet werden, daß sich an den beiden Stadtstationen die Thermometer in Gehäusen und in großer Höhe über dem Erdboden befinden: 13.5 m in der Teltower Straße und 15.6 m in der Landwirtschaftlichen Hochschule, während sie bei der Landstation 2 m hoch in Thermometerhütten aufgestellt sind. Auch aus diesem Grunde muß sich ein Unterschied der Temperaturen bei Schneefall ergeben. Da wir von den Schneebeobachtungen ausgehend keine Entscheidung treffen können, so müssen wir uns an die Temperatur halten. Im Mittel ist das erste Jahrzehnt um ebensoviel zu kalt, wie das zweite zu warm. Wenn wir aber bedenken, daß zu den Terminen, an denen es schneit, im allgemeinen eine etwas tiefere Temperatur herrschen wird als bei dem Beginn der Schneefälle, und letztere für die vorliegende Frage die wichtigere ist, so können wir wohl annehmen, daß das wärmere Jahrzehnt (1896 bis 1905) eher normale Werte liefert als das an sich schon kühlere Jahrzehnt 1886 bis 1895. Das gilt natürlich nur für den zweiten Teil unserer Untersuchung, der von den Terminbeobachtungen ausging, nicht aber für den ersten (Tabelle I), bei dem direkt die Temperatur zu Beginn jedes Schneefalls verwendet wurde. Bei letzterem sind möglicherweise die

Digitized by Google

Temperaturen ein wenig zu hoch ausgefallen, doch weniger als 1° im Durchschnitt, wodurch unsere Resultate nicht wesentlich beeinflußt werden.

Nach der 20jährigen Reihe liegt das Häufigkeitsmaximum im November bis März zwischen 0° und +1°; dann kommen einander gleichwertig die Stufen +1° bis +2° und 0° bis −1°. Nach der positiven Seite erfolgt rapide Abnahme: über +5° ist nur ein Schneefall am Beobachtungstermin wahrgenommen worden. Auf der Seite der Kältegrade findet zwischen −2° und −5° keine Abnahme statt, so daß vielleicht bei −4° bis −5° ein sekundäres Maximum vorhanden ist. Auf das Intervall +2° bis −2° kommen mehr als die Hälfte (56 Proz.) aller Schneefälle. Auch hier zeigt sich wieder die oben erwähnte Meinung von Buchs bestätigt, daß es unter −13° bei uns kaum schneie, obwohl doch die Termintemperaturen meist tiefer sind als Anfangstemperaturen.

IV.

Da Graupeln häufig mit Schnee herniedergehen und auch ähnliche Entstehung haben, so wurden die Graupelfälle gleichfalls ausgesucht. Jedoch geben hier Terminbeobachtungen ein zu dürftiges Material (aus 1886 bis 1905 nur 17 Fälle), als daß man es tabellarisch verwerten könnte; deshalb wurden den ausführlichen Aufzeichnungen der Landwirtschaftlichen Hochschule alle Graupelfälle nebst den zugehörigen Anfangstemperaturen entnommen.

Tabelle VI. Lufttemperatur und Graupeln zu Berlin, Landwirtschaftliche Hochschule (1896 bis 1905).

	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Jahr
16° bis 14°	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1
14 „ 12	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1
12 „ 10	1	—	—	—	—	—	—	1	2	—	4
10 „ 8	—	—	—	—	—	—	—	4	2	—	6
8 „ 6	—	—	—	1	2	—	3	3	4	—	13
6 „ 4	—	—	1	2	1	—	3	15	3	—	25
4 „ 2	—	—	4	2	6	4	6	8	—	—	30
2 „ 0	—	—	1	4	7	11	8	4	—	—	35
0 „ −2	—	—	—	3	5	5	2	1	—	—	16
−2 „ −4	—	—	1	—	2	1	1	—	—	—	5
−4 „ −6	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	2
über 0°	1	—	6	9	16	15	20	35	12	1	115
unter 0°	—	—	1	3	8	7	3	1	—	—	23
Summe	1	—	7	12	24	22	23	36	12	1	138

Am häufigsten graupelt es im April (besonders 1903); dann kommt, unter Berücksichtigung der Monatslänge, der Februar, hierauf der Januar und der März. Vom Juni bis einschließlich Oktober ist Graupelfall sehr selten. Nur in einem Sechstel aller Fälle graupelt es unter 0°, weitaus am häufigsten also über 0°, namentlich zwischen 0° und +1°. Unter −6° sind keine Graupeln beobachtet worden, ebenso nicht über +16°. Die Verteilung der Graupelfälle auf die Eingradstufen zeigt ein den Schneefällen völlig entgegengesetztes Verhalten (vgl. die Figur): bei den Graupeln rapide Abnahme mit abnehmender und langsame mit zunehmender Temperatur, bei Schnee gerade umgekehrt; besonders tritt das bei den Graupeln zwischen +5° und −3°, beim Schnee zwischen +3° und −5° hervor. Als Grenztemperaturen ergeben sich bei Schnee etwa +7° und −17°, bei Graupeln +17° und −7°.

Das Häufigkeitsmaximum der Graupelfälle liegt im Winter etwa bei +1°, im März bei +2°, im November bei +3°(?) und im April bei +5°, mit

Digitized by Google

anderen Worten, im Winter nahe dem Monatsmittel, und bleibt nachher immer mehr unter ihm (März 3°, April 8°).

Am 9. März 1907 beobachtete ich zu Berlin bei einem Graupelfall Graupeln, die äußerlich die Gestalt eines Kugelsektors hatten, der Struktur nach aber aus einem Bündel von $^1/_2$ bis 1 mm dicken, schneeigen (d. h. rauhen, weißen), radial stehenden Stäbchen bestanden; die gerundeten Enden letzterer bildeten die Kalotte des Sektors. Die größten Graupeln hatten eine Länge von 1 cm.

V.

Wie eingangs erwähnt, hat schon Humboldt darauf aufmerksam gemacht, daß für Schneefälle nicht so sehr die Temperatur der unteren als der oberen Luftschichten maßgebend sei. Das zu prüfen, bot sich früher keine Möglichkeit, da Bergstationen oft allzuweit von dem Fallort des Schnees waren und daher über letzterem in der freien Atmosphäre leicht andere Verhältnisse herrschten als an der Bergstation. Erst seit der Errichtung der aeronautischen Abteilung des Meteorologischen Instituts bei Tegel und seit den dort begonnenen täglichen Ballon- und Drachenaufstiegen (1903 bis April 1905) steht einiges Material zur Verfügung. Da es indessen noch nicht genügte, wurden auch die Beobachtungen des Aeronautischen Observatoriums zu Lindenberg (April 1905 bis Ende 1906) herangezogen. In beiden Fällen wurden aber nur solche Aufstiege verwertet, bei denen am Aufstiegsort Schnee notiert wurde. Die Beobachtungen werden in den Veröffentlichungen meist für 200, 500, 1000, 1500 m usw. mitgeteilt. Zwischen diesen Stufen habe ich graphisch linear interpoliert, d. h. eine gleichmäßige Wärmeabnahme angenommen, wofern nicht die Bemerkungen auf eine Temperaturumkehr hinwiesen; solche waren aber bei Schneefall höchstens in der alleruntersten Schicht vorhanden, meist aber gar nicht.

Zunächst wählte ich nur solche Fälle aus, bei denen an der Erdoberfläche (genauer in etwa 2 m Höhe) die Lufttemperatur über 0° war, und bestimmte die Höhe der 0°-Isotherme über dem Erdboden, denn mindestens in deren Höhe fand die Schneebildung statt.

Wenn auch die Zahl der Beobachtungen gering ist, so lassen sie doch erkennen, daß mit wachsender Temperatur unten auch die Höhenlage der 0°-Isotherme wächst. Das ist ja an sich selbstverständlich, aber wenn man Mittelwerte ableitet, die freilich nur für die zwei Stufen 0° bis 1° (29 Fälle) und 1° bis 2° (11 Fälle) einigermaßen sicher berechnet werden können, so ergibt sich eine Temperaturabnahme von 1° auf rund 200 m, die wohl nur durch einen kalten Luftstrom in der Höhe hervorgerufen ist.

Nebenbei möchte ich zwei Fälle von Eisregen anführen, die beide im Februar vorkamen. In dem einen Fall war unten 1 bis 2° Wärme, die 0°-Isotherme lag in 460 m Höhe, und an der unteren Wolkengrenze in 1400 m Höhe herrschte — 7.0° (Temperaturabnahme 1° auf etwa 170 m). Im zweiten Fall war unten 2 bis 3° Wärme, die 0°-Isotherme wurde in 1700 m Höhe, die untere Wolkengrenze in 2000 m bei — 1.6° erreicht (Temperaturabnahme 1° auf 500 m).

Sehr bemerkenswert ist auch ein Eisnadelfall am 4. Dezember 1902, bei dem unten eine Temperatur von — 11° bis — 12°, in 1767 m Höhe (Ende des Drachenaufstiegs) von — 16° beobachtet wurde; dabei war der Himmel vollkommen klar und nur am Horizont zeigte sich Strato-cumulus. Am 25. Dezember 1906 beobachtete ich zu Berlin nach strengem Frost bei — 3° Eisnadeln von 2 bis 3 mm Länge; etwa die Hälfte aller Eisnadeln bestand aus zwei parallelen Stäbchen von je etwa $^1/_8$ mm Dicke.

Digitized by Google

Zum Schluß habe ich noch aus den Berichten über Ballonfreifahrten im Assmann-Bersonschen Ballonwerk und in den Veröffentlichungen des Aeronautischen Observatoriums alle diejenigen Fälle ausgezogen, in denen sich der Ballon in der Wolke von Schnee oder Eisnadeln befand. Allerdings gelten diese Werte nur zum kleineren Teile für die Berliner Gegend, doch schien mir ihre Ableitung eine interessante und nicht unwichtige Ergänzung zur bisherigen Untersuchung.

Danach wurden Schneewolken besonders häufig bei Temperaturen zwischen 0° und — 10° angetroffen; der Durchschnitt dieser Gruppe ergibt eine mittlere Temperatur von — 5.6° und eine mittlere Höhe von 2650 m. Aus den beiden nächsten Gruppen von je 10° folgt als Mittel — 12° in 3330 m und — 22.5° in 3900 m. Durchschnittlich stehen diese Schichten um je 600 m voneinander ab. Häufigkeitsmaxima scheinen bei — 10° bis — 11° (3200 m) und bei — 22° (3350 m) zu liegen; möglicherweise aber ist letzteres nicht vorhanden. Bemerkenswert sind die tiefen Temperaturen (— 43.7° und — 46.3°) und großen Höhen (8730 und 9010 m), bei denen Herr Berson auf seiner ersten großen Hochfahrt noch in Schneewolken geriet.

Eisnadelwolken kamen am häufigsten vor bei Temperaturen zwischen — 10° und — 22°, im Durchschnitt bei — 14° in 3620 m; nimmt man aber wie vorher nur die Spalte — 11° bis — 20°, so erhält man als Mittelwert — 13° bei 3550 m, also nur wenig anders wie bei der zweiten Schicht der Schneewolken. Auch hier scheint bei — 11° ein Häufigkeitsmaximum zu liegen.

Die Isonephen und die Bewölkung nach Breitenzonen.

Von A. Woeikow.

In der dritten Lieferung des Buches „Les bases de la Météorologie dynamique" finden sich bekanntlich Neudrucke einer ganzen Reihe klimatologischer Karten und zwar vom Anfange an, so die Humboldtschen Isothermen usw. Es ist eine sehr wertvolle Sammlung, und alle Meteorologen sind den Verfassern zu Dank verpflichtet für dieses Werk. Natürlich fehlen die Isonephen von Teisserenc de Bort hier nicht (nur Januar und Juli sind abgedruckt).

Der Text des Buches ist sehr kurz, und ich war erstaunt, die frühere irrtümliche Meinung Teisserenc de Borts über die Verteilung der Isonephen nach Breitengraden abgedruckt zu sehen, ohne irgend einen Kommentar.

Ich zitiere den Passus wörtlich, um Mißverständnissen vorzubeugen[1]).

Dieser Ausspruch ist um so sonderbarer, als Teisserenc de Bort mit großer Klarheit die Verhältnisse angibt für eine große und kleine Bewölkung, also aufsteigende und warme Winde (besonders auch Seewinde) für die erste, absteigende und kalte Winde für die zweite. Nur zwei Verhältnisse fehlen in dieser Charakteristik.

1. Die Abkühlung der unteren Schichten durch Strahlung an Ort und Stelle, wodurch häufig Nebel und niedrige Stratusdecken entstehen. Wichtig sind diese Verhältnisse für die mittleren Breitenzonen Europas, welche im Winter so häufig

[1]) „Quand on dégage la repartition de la nébulosité des perturbations qui la compliquent de façon à ne plus envisager que le phénomène général, on soit qu'il existe: un maximum de nébulosité à l'équateur, se deplaçant un peu suivant la déclination du soleil; une bande de faible nébulosité de 15 à 35° de latitude Nord et Sud; une zone de ciel couvert de 35 à 50° et au dessus le ciel semble s'éclaircir vers les pôles surtout en hiver." L. c., p. 220.

Digitized by Google

antizyklonisches Wetter haben und doch eine so große Bewölkung. Ich erinnere nur an die so häufigen Nebel der Alpentäler an antizyklonischen Tagen, wenn die Höhen den schönsten Sonnenschein haben.

2. Die Nebel auf teilweise eisbedeckten Meeren. Besonders wichtig für den Sommer höherer Breiten.

Ich will nun untersuchen, inwiefern die zitierte zonale Verteilung erstens den Karten Teisserenc de Borts entspricht, zweitens wie die Verhältnisse wirklich sind.

Weder die Januar- noch die Julikarte Teisserenc de Borts gibt in irgendwelchen Meridianen das Maximum der Bewölkung zwischen 35 bis 50°. Die Maxima in den niedrigsten Breiten, außerhalb der Tropen, wo sich Maxima in den verschiedenen Meridianen finden, sind[1]): Januar. 1. Arktisch-amerikanisches >6, etwa 65 bis 70° N, 120 bis 160° W. 2. Ostamerikanisches (rel. von E her) >7, 40 bis 55° N. 3. Atlantisches >7 (rel. von E her), zwischen 45 bis 65° östlich über 75° N. 4. Westrussisches >8, von dem Schwarzen Meere bis zum Finnischen Meerbusen. 5. Westsibirisches >6 (rel. von W her), 50 bis 60° N, 55 bis 85° E. 6. Aleutisches >7, 45 bis 60° N, 170° E bis 160° W. Über den mittleren Meridianen von Nordamerika und den mittleren und östlichen von Asien keine eigentlichen Maxima >6. In der Südhalbkugel: 7. Kap Horn >8, 48 bis 62° S, 95 bis 60° W. 8. Allgemeines in den anderen Meridianen >7, südlich von 48° S. Das 1. läuft dem Texte ganz zuwider. 2. Ob wirklich in den östlicheren Meridianen von Nordamerika eine Abnahme der Bewölkung nach Norden besteht, ist nicht bekannt, und sollte es wahr sein, so käme darin nur der Einfluß der großen Seen zur Geltung. 3. Das atlantische Maximum ist in seinen nördlichen Teilen richtig dargestellt und reicht bis in die höchsten Breiten des Ozeans. 4. Die Bewölkung >8 in Rußland ist nirgends südlich von 50° N beobachtet worden; also in den Breiten, wo Teisserenc de Bort die größte Bewölkung im Texte annimmt (35 bis 50°), ist sie in diesen Meridianen viel kleiner. Die große Bewölkung aber reicht viel nördlicher als der Finnische Meerbusen, wahrscheinlich bis Spitzbergen. Die einzige Ausnahme dürfte das geschlossene Kältegebiet in Lappland sein. Jedenfalls liegt kein Grund vor, in Finnland zwischen 60 bis 64° N eine kleinere Bewölkung anzunehmen als südlich vom Finnischen Meerbusen. 5. Der „Atlas Climatologique de l'Empire de Russie" zeigt keine Spur einer Abnahme der Bewölkung nach Norden in Westsibirien (bei Teisserenc de Bort ist die Lage der Isonephen im Juli wie im Januar in dieser Region nahe dieselbe); im Winter[2]) gehen die Isonephen parallel dem Ural, also N bis S, im Osten eine kleinere Bewölkung, im Sommer W bis E mit großer Zunahme nach Norden. In der Abhandlung von Schoenrock[3]) sind die Mittel für den Norden des Obgebietes zu unsicher, für dasjenige des Jenissei haben wir:

Jenisseisk	58° N	Januar 5.1	Juli 5.1	Jahr 5.8
Turuchansk	66° N	„ 6.1	„ 5.8	„ 6.5

also Zunahme nach Norden in Westsibirien zwischen 55 und 65°, soweit die Beobachtungen vorhanden sind. 6. Das aleutische Maximum existiert wirklich, aber reicht wohl schwerlich südlich bis 50° N. Es ist auch ein lokales, auf einem relativ warmen Meere, im Norden, vor welchem ein kalter Kontinent existiert.

---

[1]) Ich bezeichne sie mit geographischen Terminen, um sie nachher zu betrachten. Mit rel. bezeichne ich solche, welche nicht geschlossen sind, sondern als Teile oder Ausbuchtungen ausgedehnter Maxima in anderen Meridianen auftreten.

[2]) Es sind nur Karten für die Jahreszeiten vorhanden.

[3]) Die Bewölkung des russischen Reiches. St. Petersburg 1895.

Digitized by Google

Im Juli sehen wir auf der Karte Teisserenc de Borts überhaupt eine Zunahme der Bewölkung nach Norden in den Meridianen der Nordkontinente, während nördlich und westlich von Großbritannien ein geschlossenes Gebiet >8 gezeichnet ist. Worauf dies beruht, weiß ich nicht. Darum reicht das Gebiet >7 über den Atlantischen Ozean nördlich etwa bis zum Polarkreise, weiter nördlich soll die Bewölkung <7 sein. Soviel wir wissen, ist gerade im Sommer die Bewölkung sehr groß in höheren Breiten auf den Meeren, besonders in der Nähe des Eises. Im Pazifischen Ozean ist ein Maximum >8 nördlich von den Aleuten gezeichnet, während eine Zone >7 an den Küsten Ostasiens in 35°, in der Mitte des Ozeans in 45° anfängt und bis zur Behringstraße reicht. Eine Ausbuchtung der Zone >6 in das Obgebiet von Westen aus ist in den Breiten 50 bis 58° gezeichnet, mit noch weniger Grund als im Januar, wie schon oben bemerkt. In der Südhalbkugel fehlt die Zone >8, und diejenige >7 fängt zwischen 45 bis 55° an und reicht bis an das Südende der Karte. Also auch hier nichts von einer maximalen Bewölkung 35 bis 50° S und einer Abnahme nach dem Pole.

Die Hauptzüge der Bewölkung nach Breitengraden sind etwa folgende: Nordhalbkugel. 1. Äquatoriales Maximum etwa 0 bis 10° N, im Sommer nördlicher, im Winter südlicher. 2. Passat- und Wüstenzone mit kleiner Bewölkung, etwa 20 bis 35°, im Sommer nördlicher, im Winter südlicher. 3. Zunahme nach Norden. 4. Maximum, im Winter 60 bis 70° N, im Sommer in den höchsten erreichten Breitegraden. 5. Abnahme nach Norden im Winter von 60 bis 70° N, im Jahresmittel etwa von 70 bis 75° N bis zum Pole.

In der Südhalbkugel sind die Verhältnisse, wenn wir den Nordrand des Südkontinentes etwa in 70° N annehmen: 1. Kein allgemeines äquatoriales Maximum; denn es liegt in der Nordhalbkugel. 2. Abnahme vom Äquator bis etwa 15 bis 20° S. 3. Minimum in 20 bis 30° S. 4. Zunahme nach Süden, im Winter bis etwa 60° S, im Sommer bis etwa 70° S. 5. Von dort ab Abnahme zum Pole.

Die wirklichen Verhältnisse sind also derart, daß die Zunahme der Bewölkung polwärts 10 bis 25° weiter reicht, als Teisserenc de Bort im Texte annimmt. Seine Karten entsprechen der Wirklichkeit weit mehr als sein Text.

Nicht richtig ist auch das im Texte Bemerkte, daß „ces nouvelles recherches n' ont pas amené beaucoup d'amélioration“ (S. 219). Man könnte denken, daß die Abwesenheit neuer Isonephen für den Erdball das oben Bemerkte bestätige, jedoch es ist nicht der Fall. Die Sache muß ganz verschieden erklärt werden.

Als Teisserenc de Bort seine Karten verfaßte, waren sehr wenige Beobachtungen vorhanden; von diesen und einigen allgemeinen Regeln ausgehend konnte der Verfasser eine Karte zeichnen. Es war im großen und ganzen ein Schematismus; bei der Kärglichkeit des Materials war die Arbeit nicht besonders groß. Anders jetzt. Das Material ist wenigstens auf das Zehnfache gewachsen, die Verarbeitung desselben erfordert sehr viel Mühe, und doch gibt es Millionen Quadratmeilen, ohne eine einzige Beobachtung, also müßte man wieder in ausgedehntem Maße schematisieren. Was für einen ersten Versuch gut genug ist, das genügt nicht für eine zweite Arbeit, in welcher die Unzulänglichkeit für den größeren Teil der Erde viel zu grell absticht gegen die Sicherheit, welche einige Gebiete gewähren. Durch den „Climatological Atlas of India“ und den Text dazu ist neulich Indien in glänzendster Weise in die Reihe der großen Länder eingetreten, deren Bewölkung gut bekannt ist. Für die Vereinigten Staaten existiert keine solche rechnerische und karto-

Digitized by Google

graphische Zusammenstellung für langjährige Perioden; doch Material genug ist dafür vorhanden, und hoffentlich wird es bald dazu kommen.

Elfert hat die erste Zusammenstellung der Mittel der Bewölkung für Deutschland gegeben. Jene von Schoenrock und in dem Atlas Climatologique geben viel bessere Mittel für Rußland, als Teisserenc de Bort benutzen konnte.

Jetzt ist die Zeit für solche Arbeiten für andere Länder; Material genug ist von den meteorologischen Instituten publiziert, es gilt nur, es zu verwerten. Solche Arbeiten für die einzelnen Länder müssen an der Tagesordnung sein, und nur wenn mehrere solche Arbeiten gemacht sein werden, könnte an neue Isonephen für den Erdball gedacht werden.

Kleinere Mitteilungen.

Paul la Cour †. Am 24. April 1908 ist der bekannte dänische Physiker und Meteorolog Professor Paul la Cour zu Askov gestorben. Er war am 13. April 1846 auf dem Landgute Skjärso bei Ebeltoft in Jütland geboren, studierte an der polytechnischen Schule und an der Universität zu Kopenhagen und ging 1870 nach Utrecht, um bei Buys-Ballot Meteorologie zu studieren. In den Jahren 1871 und 1872 unternahm er meteorologische Studienreisen zu Schiff nach Wales und Messina und besichtigte die meteorologischen Institute von Neapel, Rom, Florenz, Triest, Wien u. a. 1872 bis 1877 war er Vizedirektor des meteorologischen Instituts zu Kopenhagen, wurde 1878 Lehrer an der Jugendschule zu Askov in Jütland und war seit 1891 Direktor der Versuchswindmühle daselbst. Ihm ist eine Reihe hervorragender Erfindungen auf dem Gebiete der Physik und der Meteorologie zu danken. Er gab 1871 eine Methode zur Messung der Wolkenhöhe an, erfand die Phonotelegraphie und das phonische Rad, welches noch heute zur Markierung astronomischer und physikalischer Beobachtungen, zur Bestimmung von Geschwindigkeiten und Schwingungszahlen in der Physik eine ganz hervorragende Rolle spielt. 1888 erfand la Cour die Spektrotelegraphie und 1895 den Kratostat, schließlich ersann er noch automatische Regulierungen zur Erzeugung von Elektrizität durch Windkraft.

Prinz Yamashina †. Mit großem Bedauern werden die Meteorologen die Nachricht von dem Hinscheiden dieses kaiserlichen Prinzen vernehmen. Der Gründer des Meteorologischen Observatoriums auf dem Mt. Tsukuban starb am 2. Mai 1908.

S. K. Hoheit Prinz Yamashina war geboren am 3. Juli 1876. Er widmete sich dem Dienst der japanischen Marine, ging im November 1889 nach Deutschland an die Marine-Akademie in Kiel, wo er bis 1894 verblieb. Er diente dann in Japan auf mehreren Kriegsschiffen und bekleidete bei seinem Tode den Rang eines Kapitäns.

Prinz Yamashina hatte großes Interesse an der Meteorologie und verwandten Disziplinen, welches er durch die Errichtung des Observatoriums erster Ordnung auf dem Tsukuban und einer Basisstation bekundete. Es sind zwei Jahrgänge der wertvollen meteorologischen Beobachtungen an dieser Station schon erschienen, über welche wir demnächst in dieser Zeitschrift berichten werden. Prinz Yamashina machte auch verdienstliche Untersuchungen auf dem Gebiete der Meteorologie und Seismologie und gab einige vorzügliche Instrumente an.

Arthur Stanhope Eyre †. Mit dem am 14. Mai d. Js. verstorbenen langjährigen Beobachter des preußischen meteorologischen Instituts, Herrn Arthur Stanhope Eyre, ist einer der wenigen Privatmänner dahingegangen, deren ganzes Sein und Haben der Meteorologie galt, und dem daher an dieser Stelle ein kurzer Nachruf wohl gebührt.

Im Jahre 1840 in England geboren, zeigte er schon in früher Jugend, durch persönlichen Verkehr mit Ch. Darwin, Faraday, Tyndall und anderen angeregt, große Neigung zu den Naturwissenschaften. Um sich diesen unbeeinflußt von seiner Familie, die andere Pläne

Digitized by Google

mit ihm vor hatte, vollständig widmen zu können, siedelte er nach Deutschland über und studierte zu Leipzig und Göttingen. Er erwarb sich hervorragende instrumentelle Geschicklichkeit, von der er besonders auf dem Gebiete der Mikrophotographie und der Elektrotechnik schon in den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts praktisch Gebrauch machte.

In den achtziger Jahren warf sich Eyre ganz auf die Meteorologie, indem er zahlreiche Instrumente anschaffte oder selbst konstruierte und allmählich sein ganzes Besitztum in Uslar am Solling zu einem Observatorium, zum Teil in eigenartiger Weise, umgestaltete. Nicht bloß die Terminbeobachtungen, sondern auch alle Registierungen stellte er dem Meteorologischen Institut in Berlin zur Verfügung. Seine übrige Zeit und Kraft widmete er besonderen meteorologischen Aufgaben. So sind seine ausführlichen Wolkenbeobachtungen, seine Experimente über Fernregistrierung der Blitze, seine eingehenden Gewitterstudien höchst dankenswerte Arbeiten, die freilich meist noch der Herausgabe harren. Er selbst hat nur kürzere Mitteilungen in der Zeitschrift „Das Wetter" und in photographischen Jahrbüchern veröffentlicht. Seine Beobachtungen und sein Wissen machte er in Uslar und Umgebung dem öffentlichen Leben allgemein dienstbar, und trotzdem er die deutsche Sprache nur schlecht beherrschte, wirkte er auch durch Vorträge vielfach aufklärend. Und alles das tat er ohne Erwartung eines Gewinnes, obgleich er von finanziellen Bedrängnissen nicht verschont blieb. Trotz robusten Körpers hatte er in den letzten Jahren mit schmerzhafter Krankheit schwer zu kämpfen, bis ihn nun der Tod davon erlöste.

Über die Natur der Gewittercirren [1]). Erst jetzt erfahre ich durch die Freundlichkeit des Herrn Prof. C. Kassner von seinem Aufsatz „Gewitterschirm und Sonnenringe" [2]), dessen Resumé ich hier im folgenden wiedergebe.

1. Die Sonnenringe vor und nach dem Gewitter lassen erkennen, daß der Cirrusschirm der Gewitter eine Eiswolke ist.

2. Es ist daher nicht richtig und nur irreführend, diese Cirren als „falsche" Cirren zu bezeichnen. Damit bestätigt sich die Meinung von Hann: „Will man eine (streng genommen nicht gerechtfertigte) Unterscheidung machen, so nenne man sie Gewittercirren (wie auch Durand-Gréville vorschlägt)."

3. Der Cirrusschirm geht dem Gewitter durchschnittlich bis zu 4 Stunden voran und folgt ihm etwa 1 Stunde. Danach hat er eine mittlere Erstreckung von 5 Stunden oder, bei 40 km mittlerer stündlicher Geschwindigkeit, eine Erstreckung von 200 km (gleich Berlin—Braunschweig oder Wien—Budapest).

Es ist mir sehr angenehm, die statistischen Schlußfolgerungen des Autors durch meine direkten Beobachtungen bestätigen zu können.

Die meisten Gewitterwolken in Sofia bilden sich an Ort und Stelle, und oft kann man ihre ganze Entwickelung über dem sichtbaren Horizont verfolgen. Solche Beobachtungen zeigen, daß diese Wolken immer große Cu-Ni sind, gekrönt mit einem mächtigen Gewitterschirm oder wenigstens umhüllt durch einen Schleier von „falschen Cirren". In einer fünfjährigen Periode habe ich nur einige vereinzelte Fälle notiert, bei denen ein gewöhnlicher Cu-Ni imstande war, spärliches Donnergetöse auszulösen.

Die Cirrusfedern, die auf dem Gipfel eines Cu-Ni wachsen, vom Winde fortgetragen und von der Wolke abgetrennt, bilden echte Cirren, welche aber an ihrer lockigen ungleichmäßigen Struktur, die von einer unruhigen Entstehung spricht, leicht zu erkennen sind. Dieses charakteristische Aussehen zeigen fast alle Sommercirren in Sofia, so daß man, ohne ihrer Bildung beigewohnt zu haben, sie mit Sicherheit mit den gewöhnlichen Gewittercirren identifizieren kann. In dieser Weise haben die Schlüsse von Prof. Kassner, was Sofia betrifft, keine Einschränkung zu erfahren: echte Gewittercirren, obgleich vom erzeugenden Cu-Ni getrennt, sind in der weitesten zeitlichen und räumlichen Entfernung vom Gewitter selbst zu beobachten. Trotzdem läßt sich gegen diese Schlüsse folgender Einwand erheben: Die Gewittercirren, ihrer stürmischen Entstehung und ihrer ungleichförmigen Struktur wegen, müssen eigentlich unfähig sein, Haloerscheinungen hervorzubringen. Erst nach

[1]) Die vorliegende Mitteilung ist durch Vermittelung des Herrn Prof. Kassner eingesandt und von diesem mit einigen Anmerkungen versehen worden. Die Redaktion.

[2]) Meteorol. Zeitschr. 1907, S. 301 bis 306.

Digitized by Google

einer längeren Zeit, wenn sie durch allmähliche Umwandlungen an Gleichförmigkeit gewinnen, könnten sie Sonnen- und Mondringe produzieren. Diesen verhältnismäßig lang dauernden Prozeß kann man indessen nur sehr selten vor Augen haben, um gegebenenfalls mit Sicherheit feststellen zu können, ob der haloerzeugende Schleier ein Gewitter- oder ein echter Cirrus ist[1]).

Einige Aufklärungen darüber könnte der Vergleich des jährlichen Ganges der Cirren mit der Frequenz der Haloerscheinungen geben. Leider stehen mir die nötigen Beobachtungen nicht zur Verfügung, um diese Untersuchung gehörig auszuführen. Die folgende Tabelle enthält die Zahl der Tage 1. mit Sonnen- und Mondringen und 2. mit Cirruswolken im meteorologischen Jahre 1902 bis 1903 nach meinen einstündlichen Beobachtungen, den einzigen, die ich im Augenblicke zur Hand habe.

1902 bis 1903.

Zahl der Tage mit	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.
Halos	2	2	5	4	11	10	2	2	1	2	7	5
Cirren	7	12	19	15	22	26	24	16	(12)	14	19	16
	4	6	4	4	2	3	12	8	(12)	7	3	3

Die Zahlen der letzten Zeile drücken aus, auf wieviele Tage mit Cirruswolken ein Sonnen- oder Mondring fällt. Schon die Beobachtungen von einem einzigen Jahre zeigen die auffallende Unfähigkeit der Sommercirren zur Haloproduktion. Noch unzweideutiger tritt diese Eigentümlichkeit der Sommercirren in folgenden Zahlen hervor. Die drei ersten Zeilen der nachstehenden Tabelle stellen die relative stündliche Häufigkeit der Sonnenringe einzeln für die Frühlings-, Sommer- und Herbstmonate dar, die sich nach den Beobachtungen in Sofia von 1901 bis 1906 ergibt. Die drei nächstfolgenden Zeilen enthalten die Zahl der Fälle mit Cirruswolken (Cirrus, Cirro-Stratus und Gewittercirrus) nach den schon benutzten einstündlichen Wolkenbeobachtungen im Jahre 1903.

	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12	12—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9
						Sonnenringe:								
III—V . . .	9	16	21	26	28	35	34	30	30	16	6	(8)	—	—
VI—VIII .	2	6	9	9	10	9	10	7	5	4	2	2	(1)	—
IX—X[2]) . .	1	6	5	9	11	9	6	10	6	4	2	2	—	—
						Cirruswolken:								
III—V . . .	—	34	31	30	27	33	29	24	26	20	21	20	6	(4)
VI—VIII[3]) .	—	11	13	12	12	9	16	20	16	13	17	14	16	16
IX—X[2]) . .	—	20	18	18	23	20	21	23	18	17	20	15	—	—
						Gewittercirren:								
VI—VIII[3]) .	0	0	0	1	2	1	6	11	6	7	11	11	10	11

Obgleich der tägliche Gang der Cirruswolken im Mai, sogar schon im April von den einzelnen Nachmittagsgewittercirren zum Teil beeinflußt ist, so ist die Übereinstimmung zwischen Cirrus und Halohäufigkeit immer noch sehr gut. Die niedrigen Werte für die Halohäufigkeit in den frühen Morgenstunden sind auf dreierlei Art zu erklären. Erstens ist die unbequeme Zeit, die geringe Durchsichtigkeit der Luft und Nebelbildung im Sofianer Tal morgens daran schuld. Es ist aber wohl möglich, daß die ersten Morgencirren ihrer internen Struktur wegen wenig geeignet sind, Halophänomene zu zeigen. Jedenfalls ist hervorzuheben, daß das Maximum der Sonnenringe fast genau mit dem zweiten Maximum der Cirruswolken zusammenfällt. — Noch besser stimmen die respektiven Zahlen für die Herbstmonate September und Oktober überein, wo sehr selten Gewittercirren vorkommen.

Von einer solchen Übereinstimmung kann in den Sommermonaten nicht die Rede sein. Da bleibt die Verteilung der Haloerscheinungen fast ungeändert, das Maximum der Sichtbarkeit der Cirruswolken ist aber bis auf die Nachmittagsstunden verschoben. Die Ursache

---

[1]) Das gilt nur für den Beobachtungsort des Verfassers, das von Gebirgen rings umgebene Sofia, nicht aber für das ebene Norddeutschland. Daher ist es in Sofia, ohne Nachrichten aus den westlichen und südlichen Gebieten (Serbien, Mazedonien), kaum möglich, zu entscheiden, ob ein Gewitter erst über Sofia entsteht, oder nur dort durch lokale Verhältnisse eine Erneuerung oder Verstärkung erfuhr. C. Kassner.

[2]) November ist ausgelassen, weil die späteren Abendbeobachtungen der Wolken wegen der Dunkelheit sehr mangelhaft sind.

[3]) Für August liegen Beobachtungen nur vom 1. bis 14. vor.

Digitized by Google

ist einleuchtend — es sind die Gewittercirren mit ihrer überwiegenden Häufigkeit nachmittags, die diesen Verlauf erzeugen.

Es ist unmöglich [1]), für jeden einzelnen Fall festzustellen, ob der vorliegende Cirrus ein echter oder ein Gewittercirrus ist. Dennoch ist es mir mit einiger Aufmerksamkeit gelungen, eine große Anzahl von Cirren als Gewittercirren zu erkennen. Die letzte Zeile der obigen Tabelle zeigt die stündliche Verteilung der notierten Fälle. Wie daraus zu ersehen ist, beginnt die Bildung dieser Gewittercirren erst um Mittag. Gegen 2 Uhr nachmittags erreichen sie ihre größte Ausbreitung und behalten dieselbe Häufigkeit bis spät abends — das Minimum gegen 3 bis 4 Uhr ist eine sekundäre Erscheinung, die zum Teil der starken Entwickelung der niedrigeren Cu-Ni zuzuschreiben ist. Die angeführten Zahlen stellen in keinem Falle alle Gewittercirren dar. Immerhin bekommen wir, wenn wir sie von denjenigen der gesamten Häufigkeit der Sommercirren abziehen, wenigstens eine annähernde Vorstellung vom täglichen Gang der Cirruswolken, die nicht direkt von einem Cu-Ni herkommen. Die erhaltenen Zahlen zeigen dann denselben Grad von Übereinstimmung mit der Häufigkeit der Haloerscheinungen, wie jene für die Frühlings- und Herbstmonate [2]).

Diese Ausführungen berechtigen zu folgendem Schluß: In Sofia ist auch in den Sommermonaten der weitaus größte Teil der Sonnen- und Mondringe durch echte Cirren erzeugt. Der Umstand, daß in das Intervall von 4 Stunden vor den Gewittern die meisten Haloerscheinungen fallen [3]), wie es aus der Untersuchung von Prof. Kassner hervorgeht, ist auf die gegenseitige Stellung der Maxima im täglichen Gang der beiden Erscheinungen zurückzuführen.

Nichtsdestoweniger sind die Gewittercirren immer auch Wolken aus Eiskristallen. Aber das zu beweisen, sind spezielle direkte Beobachtungen notwendig. Die meisten gelegentlich gemachten Bemerkungen gewähren keine Überzeugung, wenn sie nur von der Beobachtung eines Halo vor oder nach dem Gewitter berichten, weil man nie gewiß sein kann, ob es sich um einen echten oder einen Gewittercirrus handelt.

Aus meinen Wolkenbeobachtungen kann ich die folgenden zwei Fälle vorführen, die mit aller Bestimmtheit eine Antwort auf die gestellte Frage geben.

Am 1. Juni 1902, um 3 Uhr nachmittags, sah ich den Gipfel eines Cu-Ni gegen NW allmählich in Gewittercirren übergehen, die eine halbe Stunde später, immer noch in direkter Verbindung mit dem kleinen erzeugenden Cu-Ni, einen gewöhnlichen Sonnenring von 22° zum Vorschein brachten. Der Halo dauerte, sonst bei fast klarem Himmel, bis 4 Uhr nachmittags.

Am 26. Mai 1903 bildeten sich gegen N schon seit 10 Uhr vormittags große Haufen von Cu-Ni. Um Mittag waren diese Wolken in Gewittercirren gehüllt, und um 2 Uhr nachmittags war der ganze Himmel mit einem cirrusartigen Schleier bedeckt, der von dem Cu-Ni-Haufen am Nordhorizont ausging. Um $2^1/_2$ Uhr beobachtete ich in diesem Schleier einen gut ausgebildeten Sonnenring (von 22°).

Das sind die einzigen Fälle, die ich in einer fast sechsjährigen Periode bei aller Sorgfalt zu Gesicht bekommen habe. Und dies bestätigt nochmals die oben ausgesprochene Meinung, daß die Gewittercirren, obschon sie keinen wesentlichen Unterschied mit den echten Sommercirren zeigen, ihrer unregelmäßigen Struktur wegen unfähig sind, Haloerscheinungen hervorzurufen. Dieselbe Eigenschaft dürfte wohl auch mehr als die Hälfte der „echten" Sommercirren haben. St. D. Staikoff.

Klima der Insel Pelagosa. Im Jahrgange 1898 dieser Zeitschrift, S. 419, sind schon die ersten Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen auf der Insel Pelagosa mitgeteilt worden. Da die weiteren Aufzeichnungen auf Pelagosa erst mit Juni 1894 beginnen, so lagen damals erst vierjährige Beobachtungen vor. Die nachfolgende Tabelle ent-

[1]) Bei ausgedehntem Gewitterschirm kann man im Sofianer Becken sicher oftmals dessen Zugehörigkeit zu einem Gewitter nicht bestimmen, besonders dann nicht, wenn das Gewitter sich dort nicht entladet, sondern seitwärts vorüberzieht. C. Kassner.

[2]) Wenn wir von den unzweifelhaften Gewittercirren absehen, reduziert sich die Zahl der Tage mit Cirren im Juni bis August auf 29; in diesem Falle kommt ein Sonnen- oder Mondring auf 6 Tage mit Cirren. Bei der größeren Tageslänge ist dieser Wert immer noch zwei- bis dreimal so groß als im Frühling.

[3]) Das ist von mir nicht behauptet worden, da ich nicht alle Halos berücksichtigte, sondern nur solche, die zu Gewittern in Beziehung gebracht werden konnten. C. Kassner.

Digitized by Google

hält die Ergebnisse bis zum Juni 1907. Die meteorologische Station wurde 1904 zweimal inspiziert und die Barometerkorrektion ermittelt zu + 0.25 mm (im Mittel). Die mittleren Differenzen Pelagosa-Lesina sind:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
						Temperatur.						
0.8	0.6	0.1	— 0.8	— 1.1	— 1.1	— 1.0	— 0.8	— 0.2	— 0.1	0.3	0.9	— 0.2
						Relative Feuchtigkeit in Prozenten.						
7	7	8	9	10	11	11	10	9	8	7	6	8.6
						Bewölkung.						
1.1	1.0	0.9	0.9	0.8	0.9	0.9	0.8	0.7	0.7	0.8	1.0	0.9

In bezug auf weitere Details und die Differenzen aller meteorologischer Elemente gegen die Station Lesina kann verwiesen werden auf eine Abhandlung, die im Juniheft 1908 der Sitzungsberichte der k Akademie der Wissenschaften in Wien erscheinen wird. Dem akademischen Anzeiger entnehmen wir vorläufig nachstehendes.

Seit 1894 befindet sich auf der kleinen Felseninsel Pelagosa in der Mitte der Adria eine meteorologische Station. Die Beobachtungsergebnisse derselben repräsentieren die meteorologischen Verhältnisse über der Adria selbst, da die Insel nur wenig über 1 km lang und bloß $^1/_3$ km breit ist und die meteorologischen Instrumente sich auf dem höchsten Punkte derselben, 96 m über der Meeresfläche, befinden. Die Reduktion und Diskussion der meteorologischen Aufzeichnungen an diesem seiner Lage nach einzig dastehenden Punkte bilden den Inhalt der kleinen Abhandlung.

Von besonderem Interesse sind die Luftdruckbeobachtungen mitten im Meere. Die Isobaren verlaufen an der Adria den beiden Küsten entlang, umsäumen sie, so daß die dalmatische Küste von Triest bis gegen Punta d'Ostro die Jahresisobare von 761.2 mm, die italienische von Venedig bis Lecce hinab die Isobare 761.6 mm hat (im Januar bzw. 763.2 und 763.6 mm). Über der Adria selbst muß man demnach eine Rinne niedrigen Luftdruckes annehmen, welche in der Längsachse derselben verläuft. In der Tat ergeben nun die Luftdruckaufzeichnungen auf Pelagosa einen mittleren Barometerstand von nur 760.3 mm (Januar 762.0 mm). Es besteht demnach ein ziemlich bedeutendes Druckgefälle von den Küsten gegen die Mitte der Adria.

Die Temperatur auf Pelagosa entspricht der maritimen Lage; sie unterliegt nur geringen täglichen und jährlichen Schwankungen (mittlere tägliche Amplitude bloß 1.6°, auf Lesina noch 3.2°). Im Winter ist Pelagosa um 1° wärmer, im Sommer um 0.5° kühler als Lesina, welche Station 0.8° nördlicher liegt. Besonders bemerkenswert im jährlichen Temperaturgang ist die Verspätung der Phasenzeiten. Die höchste Temperatur tritt auf Pelagosa am 31. Juli ein, die tiefste am 24. Januar; die mittlere Jahrestemperatur im Frühling erst am 8. Mai (d. i. fünf Wochen später als in gleicher Breite in Innerasien an der Station Luktschun), im Herbst am 29. Oktober.

Der Verfasser zieht viele Vergleiche zwischen dem maritimen Klima von Pelagosa und einem der kontinentalsten Klimate, jenem von Luktschun, unter gleicher Breite im Herzen von Asien.

In welcher Weise die Kälteeinbrüche über die Adria von Norden her durch das Meer gemildert werden, wird an mehreren Einzelfällen gezeigt.

Die Luftfeuchtigkeit und die Bewölkung ist auf Pelagosa, wie zu erwarten, erheblich größer als auf Lesina, die Anzahl der Niederschlagstage und die Niederschlagsmenge dagegen erheblich kleiner. Die letztere beträgt wenig mehr als die Hälfte von jener zu Lesina. Daß über der Adria selbst die Niederschläge und die Regenmenge kleiner sind als auf den bergigen Inseln, die dem dalmatinischen Gebirgsland vorgelagert sind, ist auch wahrscheinlich. Bei der Schwierigkeit der Regenmessung auf einer hohen Felseninsel, die stets stark bewegte Luft hat, muß aber das genauere Maß dieser Abnahme von den Küsten gegen die Mitte des Meeres leider noch unsicher bleiben.

Höchst wünschenswert erscheint die Aufstellung eines Anemometers auf der Seeleuchte von Pelagosa. Dasselbe würde in mehrfacher Richtung interessante Ergebnisse liefern. Die dreistündigen Windnotierungen auf Pelagosa zeigen ein sehr starkes Vorherrschen der Südost- und Nordwestwinde, was ja bei der obenerwähnten Druckverteilung zu erwarten ist. Der Einfluß der Jahreszeiten auf die Änderungen der mittleren Windrichtungen wurde in folgender Weise berechnet.

Digitized by Google

Zieht man von den Windkomponenten der Jahreszeiten die des Jahres ab und berechnet aus den Differenzen die mittlere Windrichtung, so erhält man den Einfluß der Jahreszeiten, der in nachstehenden Ergebnissen zum Vorschein kommt.

Mittlere Windrichtung im Unterschied gegen das Jahresmittel:

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
N 79° E	E 56° S	W 28° N	S 73° E

Frühling und Herbst sind die Sciroccozeiten, im Winter besteht Tendenz zur Bora, im Sommer zu Westnordwestwinden (Maëstro).

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Pelagosa (Juni 1894 bis Mai 1907), 42° 23′ NBr., 16° 15′ v. Gr., 96 m.

	Luftdr. Mittel	Temperatur 7a	2p	9p	Mittel	Mittl. absol. Max.	Min.	Diff.	Dampfdruck	Relative Feuchtigkeit 7a	2p	9p	Mittel	Bewölkung
Januar . .	752.6	8.7	9.9	8.9	9.1	13.8	3.1	10.7	7.1	80	77	78	78	6.0
Februar .	51.4	8.8	10.3	9.1	9.3	14.4	3.1	11.3	6.9	79	74	76	76	5.9
März . . .	49.9	10.6	12.3	10.9	11.2	15.2	5.8	9.4	8.1	78	74	77	76	5.4
April . . .	49.8	12.8	14.5	12.8	13.2	18.1	9.0	9.1	9.1	81	73	79	78	5.0
Mai . . .	50.2	16.6	18.5	16.6	17.1	22.8	12.1	10.7	11.6	83	76	81	80	4.5
Juni . . .	51.1	20.6	22.8	20.0	20.8	26.2	15.6	10.6	14.4	79	70	79	76	3.8
Juli . . .	50.6	23.5	25.5	23.4	24.0	28.8	19.1	9.7	17.1	77	71	75	74	2.4
August . .	51.6	23.3	25.1	23.1	23.6	28.5	19.0	9.5	15.9	77	67	75	73	2.2
September	52.5	20.7	22.4	20.7	21.1	26.1	16.3	9.8	14.8	80	73	78	77	3.3
Oktober .	51.8	17.0	18.6	17.1	17.4	22.5	12.6	9.9	12.0	80	75	79	78	5.1
November	52.7	13.3	14.5	13.6	13.7	18.4	7.8	10.6	9.6	79	76	78	78	5.4
Dezember .	52.0	10.5	11.5	10.6	10.8	15.3	5.4	9.9	7.4	75	73	73	74	5.8
Jahr . . .	751.4	15.5	17.2	15.6	16.0	29.4	1.2	8.2	11.2	79	73	77	76	4.6

	Niederschlags- Menge	Tage	Tage mit Gewitter	Nebel	Sturm	Häufigkeit der Winde N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalm.
Januar . . .	47	8.4	0.6	1.6	5.8	10	16	1	23	2	9	2	28	3
Februar . .	38	8.4	0.6	3.4	4.6	5	8	1	27	4	15	3	20	3
März . . .	45	8.2	0.8	2.4	4.4	5	6	1	36	3	9	5	25	3
April . . .	36	6.9	0.9	2.2	2.3	3	7	4	35	2	5	4	24	6
Mai	39	5.8	2.1	3.4	1.5	3	4	4	34	1	5	7	31	6
Juni	22	4.2	2.9	1.7	1.2	3	2	3	26	2	4	9	35	8
Juli	7	1.9	3.0	2.0	0.8	4	4	3	14	1	4	9	50	5
August . .	15	1.9	2.5	1.7	0.7	3	4	1	23	0	4	5	45	8
September .	26	3.9	2.5	2.7	1.2	2	5	2	29	2	4	5	36	6
Oktober . .	54	7.8	1.8	2.5	2.3	5	7	4	28	2	7	2	27	3
November .	47	8.2	1.2	1.3	3.5	5	9	3	28	2	12	5	23	2
Dezember .	47	9.0	1.5	1.5	5.7	5	9	2	26	4	4	6	35	2
Jahr	418	74.6	20.4	26.4	34.0	53	81	29	329	25	82	62	379	55

J. Hann.

Eine eigenartige Lichterscheinung konnte man am Abend und während der Nacht des 30. Juni d. Js. in Berlin am nördlichen Himmel beobachten. Gegen 10 Uhr abends war der Himmel im Zenit klar, denn die funkelnden Sterne strahlten deutlich auf dem dunkelblauen Himmelsgrunde. Gegen Nordwesten zu aber, wo die Sonne untergegangen war, erschien die Atmosphäre wie durch leichte Wolkenschleier getrübt, die nach dem Horizont zu ein Kreissegment scharf begrenzten, das eine viel hellere und grünlich hellblaue Farbe hatte. Innerhalb dieses Segmentes befand sich ein zweites deutlich begrenztes Kreissegment, gelbrötlich, dem ersten nicht konzentrisch, da sein Mittelpunkt gegen den des größeren etwas nach Norden zu verschoben war. Dicht am Horizont wurde der Himmel bräunlichrot. Ein prächtiger Anblick der Dämmerungserscheinung. Die Flächen der Segmente bedeckte ein dünner Schleier von gleichmäßig gefiederten langgestreckten Wölkchen. Das innere Segment verschwand allmählich, das größere sank nach und nach gegen den Horizont hinab, wobei es eine gelbrote Färbung bekam und sich langsam nach Norden zu drehte. Gegen 12 Uhr nachts war nur ein breiter rötlicher Saum im Norden noch übrig geblieben. Aber in diesem erschienen hellgelbe streifenartige Gebilde, die wie hell beleuchtete Federwolken aussahen. Bis nach 1 Uhr nachts war diese Erscheinung zu sehen, die zu dieser Zeit genau im Norden stand und sich der Form nach sehr langsam veränderte, teils parallele horizontale, teils unter einem kleinen Winkel gegeneinander geneigte Streifen bildete. Eine

Digitized by Google

auf diesem hellen Hintergrunde schwarz erscheinende kleine ovale Wolke zog von Nord nach Nordwest vor dieser eigentümlichen Lichterscheinung vorüber. Die Helligkeit des grauenden Morgens nahm dann zu, und die Beobachtung wurde deswegen abgebrochen. Am Morgen des folgenden Tages, des 1. Juli, standen gegen 8 Uhr im Norden kleine weiße horizontal gestreckte Wölkchen, die sich allmählich infolge der in jenen Höhen aus Norden wehenden Luftströmung über den ganzen Himmel verstreuten. In der Nacht vom 1. zum 2. Juli wiederholte sich diese eigentümliche Lichterscheinung, aber in sehr abgeschwächtem Maße. Ob die nachts um 1 Uhr genau im Norden stehenden hellgelben Lichtstreifen etwa wieder erschienene „Leuchtende Nachtwolken" sind, wie sie in den Jahren 1885 bis 1891 von den Astronomen O. Jesse, Dr. Archenbold und anderen zuerst beobachtet und photographiert wurden [1]), seither aber immer seltener erschienen, konnte noch nicht festgestellt werden. Sie ähnelten sehr jenen damaligen Gebilden, die nach den Vulkanausbrüchen des Krakatau in der Sundastraße im Jahre 1883 erschienen und als „Leuchtende Nachtwolken" bezeichnet wurden. Damals erreichten sie Höhen bis zu 80 km über der Erdoberfläche, konnten deshalb von der längst unter dem Horizont befindlichen Sonne noch bestrahlt werden. Die jetzige Erscheinung wurde außer in Berlin an der ganzen Ostseeküste, in Dänemark, Holland und London beobachtet. Mitteilungen über Beobachtungen dieser Lichterscheinung werden an O. v. Gellhorn, Berlin N. 4, Kesselstr. 37 erbeten.

T. Okada: Über den Unterschied im täglichen Luftdruckgang bei verschiedenen Bewölkungsverhältnissen zu Tokio. J. Lamont scheint einer der ersten gewesen zu sein, der einen Einfluß der Witterungsverhältnisse auf die tägliche Luftdruckoszillation konstatierte. An der Hand der stündlichen Luftdruckbeobachtungen von München wies er auf den Unterschied des Luftdruckganges an heiteren und trüben Tagen und zeigte, daß die halbtägige Komponente der barometrischen Welle fast unabhängig von den Bewölkungsverhältnissen ist, während die ganztägige Welle von ihnen stark beeinflußt wird. W. Rundell hat eine ähnliche Untersuchung für Upsala, Nakamura für Hamburg und vor allem in größerem Maßstabe Hann für den Säntis, für Zürich und andere Stationen gegeben. Sie alle bestätigen Lamonts Ergebnisse. In vorliegender Abhandlung untersucht nun T. Okada die tägliche Oszillation des Barometers nicht nur für klare und bedeckte Tage, sondern auch für Tage mit einem mittleren Bewölkungsgrade. Die Untersuchung stützt sich auf die stündlichen Luftdruckbeobachtungen der 10 Jahre 1893 bis 1902, die am meteorologischen Zentralobservatorium zu Tokio gemacht wurden. Es wurde der tägliche Luftdruckgang für die verschiedenen Bewölkungsgrade 0 bis 2, 3 bis 4, 5 bis 6 usw., 9 bis 10 berechnet und aus diesen Werten schließlich nach der bereits von Nakamura angegebenen Methode die nicht cyklischen Elemente eleminiert. So erhielt Okada den täglichen Luftdruckgang für die einzelnen Bewölkungsintervalle und für die Jahreszeiten in Abweichungen vom Mittel.

Im folgenden geben wir bloß einen Auszug aus der harmonischen Analyse dieser Zahlen und ziehen der Einfachheit halber die Werte der Bewölkungsgrade 0—2 und 3—4 zu einer Gruppe 0—4 zusammen, die Werte für 5—6 und 7—8 zu einer Gruppe 5—8, und schließlich gibt die Gruppe 9—10 die Werte für ganz trübe Tage.

Amplitude (a_1) und Phase (A_1) der ganztägigen Welle.

	a_1			A_1		
Bewölkungsgrad . . .	0—4	5—8	9—10	0—4	5—8	9—10
Winter	0.438	0.575	0.324	23.15°	27.76°	6.12°
Frühling	0.693	0.612	0.382	13.86	26.15	1.35
Sommer	0.533	0.491	0.261	12.09	19.49	9.93
Herbst	0.465	0.474	0.219	20.14	30.02	350.78
Jahr	0.531	0.531	0.296	16.70°	26.00°	3.58°

Die Amplitude und die Phase der ganztägigen Schwankung ist, wie die kleine Tabelle zeigt, bei bedecktem Himmel viel geringer als bei heiterem. Jedoch scheint die Himmelsbedeckung keinen direkten Einfluß auf die tägliche Schwankung zu besitzen, da sich die Werte der Gruppen 0—4 und 5—8 sehr wenig voneinander unterscheiden und öfters sogar die

[1]) Vgl. Met. Zeitschr., Jahrg. 1885 u. 1886.

Digitized by Google

zweite Gruppe einen höheren Wert zeigt als die erste. Dies ist eine um so auffallendere Tatsache, als die ganztägige Luftdruckschwankung als ein direkter Effekt der täglichen Variation der Temperatur der unteren Luftschichten angesehen wird, und gerade diese Variation ist am intensivsten von der Himmelsbedeckung beeinflußt. Es scheint daher unwahrscheinlich, daß die ganztägige Barometerschwankung direkt als eine Wirkung der Temperatur auf den Luftdruck durch Änderung der Dichtigkeit der Luft hervorgerufen werde. Für die halbtägige Luftdruckschwankung erhält Okada für Tokio folgende Werte:

Halbtägige Schwankung.

	Amplitude a_2			Phase A_2		
Bewölkungsgrad . .	0—4	5—8	9—10	0—4	5—8	9—19
Winter	0.601	0.589	0.518	186.07°	184.00°	185.97°
Frühling	0.592	0.597	0.516	172.73	171.03	171.62
Sommer	0.450	0.434	0.430	170.11	168.79	168.18
Herbst	0.574	0.545	0.458	184.56	182.22	182.30
Jahr	0.555	0.537	0.479	179.85°	177.19°	177.35°

Ein Blick auf diese Tabelle zeigt, daß der Einfluß des Bewölkungsgrades auf die Amplitude der halbtägigen Welle sehr gering ist; ganz unabhängig davon ist sie jedoch nicht, sondern die Oszillation besitzt im allgemeinen bei geringerer Bewölkung eine etwas größere Amplitude. Übrigens zeigt sich diese Tatsache bereits auch in den entsprechenden Werten für München und Hamburg. Okada berechnete auch noch das dritte und vierte Glied in der harmonischen Analyse des Luftdruckes; diese zwei Komponenten sind sehr klein und zeigen Änderungen, die wohl an die Grenze der wahrscheinlichen Fehler heranreichen. Im Jahresmittel ergibt sich dafür

Bewölkungsgrad . . .	0—4	5—8	9—10		0—4	5—8	9—10
Jahresmittel a_3 . . .	0.058	0.069	0.061	A_3	22.84°	21.52°	26.25°
Jahresmittel a_4 . . .	0.031	0.023	0.027	A_4	263.31	251.38	241.78

A. D.

Meteorologische Beobachtungen auf der Insel Réunion. Wir entnehmen den „Annales du Bureau Central Mét. de France 1903" die nachfolgenden Beobachtungsergebnisse an einem hochgelegenen Orte der Insel Réunion. Auf den uns zugänglichen Karten ist die Lage dieser Station nicht aufzufinden. Von Interesse sind die großen täglichen Temperatur-Amplituden, auch die Monatsschwankungen sind sehr groß; im September fast 24°; dann der tägliche Gang der Bewölkung. Die Morgenstunden sind heiter, mittags und abends ist die Bewölkung sehr groß.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Cilaos, Insel Réunion, 21°12′ SBr, 55°31′ E v. Gr., 1214 m.

	Temperatur								Relative Feuchtigkeit		Bewölkung			Niederschlags-	
					Mittl.		Absol.								
1903	6a	12	6p	Mittel	Max.	Min.	Max.	Min.	6a	12	6a	12	6p	Menge	Tage
Januar . . .	15.8	23.2	19.6	19.9	24.9	14.9	27.8	12.5	88	75	3.8	8.5	8.2	498	26
Februar . .	15.6	23.5	19.5	19.5	24.9	14.2	28.5	10.5	93	77	3.1	7.5	8.1	238	19
März . . .	15.9	24.2	19.9	20.0	25.5	14.5	29.5	8.5	89	71	3.8	7.5	7.0	1373	20
April . . .	12.6	23.1	18.1	18.0	24.8	11.2	27.0	7.1	91	67	1.5	6.6	7.2	57	10
Mai	9.3	21.5	15.9	15.1	22.4	7.8	27.4	5.2	85	56	1.8	4.8	4.9	7	7
Juni	8.2	18.5	13.7	13.5	19.6	7.4	22.3	0.0	90	65	2.9	4.6	6.5	83	11
Juli	5.8	17.6	12.0	11.6	19.4	3.9	21.0	0.5	90	60	1.1	3.4	4.3	8	3
August . .	7.9	18.1	13.5	12.9	19.7	6.2	24.5	1.0	90	68	2.7	5.1	6.9	50	14
September .	7.0	16.9	12.9	12.3	19.2	5.5	23.6	—0.2	93	65	2.8	6.4	7.6	54	9
Oktober . .	8.8	20.6	15.2	15.1	22.8	7.3	25.2	4.0	92	57	2.0	5.6	6.7	29	11
November .	10.0	23.7	17.0	17.3	25.3	9.4	29.0	7.5	91	50	1.9	5.6	6.8	71	5
Dezember .	13.1	23.2	18.0	18.2	24.5	11.9	27.5	8.0	92	59	3.9	7.5	7.0	143	13
Jahr	10.8	21.2	16.3	16.1	22.8	9.5	29.5	—0.2	90	64	2.6	6.1	6.8	2611	148

J. H.

Der Aneroid-Wagebarograph (eine neue Aneroidregistrierung). Im Juniheft 1906 der Met. Zeitschrift habe ich einige Versuche beschrieben, welche die Verwendung der Sprung-Fuessschen Laufgewichtswage zur Registrierung der Angaben des Aneroidbarometers in kontinuierlicher Kurve darlegten. Seither ist es durch werktätigste, zuvorkommende Mithilfe seitens der bekannten Präzisionswerkstätte Usteri-Reinacher in Zürich

Digitized by Google

gelungen, ein erstes Exemplar eines solchen Aneroid-Wagebarographen in eigener Konstruktion herzustellen, das seit einigen Monaten von mir geprüft wird und betreffend Zuverlässigkeit und Leistungsfähigkeit, soweit man bis jetzt übersehen kann, zu den schönsten Hoffnungen berechtigt, eignet sich doch das von Sprung zuerst eingeführte Laufgewichtsprinzip in vorzüglicher Weise zur präzisen Registrierung des Luftdruckes, so wie er durch das Dosensystem eben rezipiert wird.

Die Hauptteile unseres Apparates sind dieselben wie beim gewöhnlichen Sprung-Fuessschen Laufgewichtsbarographen, nur in bedeutend reduzierter, außerordentlich kompendiöser Ausführung. Das Dosensystem — fixiert auf besonderem Support — drückt rechts mit seiner Zirkularschneide auf das ausbalancierte kurze Ende des horizontalen Wagebalkens, dessen längerer linker Arm, durch Vermittelung des Laufgewichtswagens, unter Benutzung des bekannten elektrischen Teiles, die äußerst feine Registrierung in fünffacher Vergrößerung besorgt. Die einzelnen Details unseres Instrumentes zeigt die hier stehende Figur. Die angewendete Vergrößerung ist genau dieselbe wie diejenige des Sprung-Fuessschen Barographen des Instituts; dementsprechend ergeben sich auch die beiderseitigen Kurven, aufeinandergelegt, meist als völlig identisch. Nur bei starkem Anstieg bzw. Abfall des Luftdruckes treten merklichere Unterschiede hervor, da unser Sprung-Fuesssches Exemplar bisher ohne Tauchvorrichtung arbeitet. Eine Vergleichung in extremsten Verhältnissen konnte vom 14. bis 16. Dezember 1907 gemacht werden, an welchen Tagen das Barometer eine außerordentliche Schwankung bis nahezu 30 mm zeigte. Am 16. Dezember, vormittags 10 Uhr, ergab sich nach sehr starkem Anstieg der Luftdruckkurve (etwa 24 mm pro Tag) folgende Standvergleichung:

Fig. 1.

Aneroid-Wagebarograph.

Normal-Quecksilber-Wild-Fuess: 726,00 mm = 725,95, Aneroidwage = 726,30 Sprung-Fuess-Wagebarograph.

Diese Leistungsfähigkeit eines 20jährigen kompensierten Aneroiddosensystems der hiesigen Firma Usteri-Reinacher darf gewiß eine vorzügliche genannt werden.

Die erhebliche Trägheit der gewöhnlichen Aneroidbarographen, die zum guten Teil durch die bedeutende, stets veränderliche und gänzlich unkontrollierbare Reibung in den

Fig. 2.

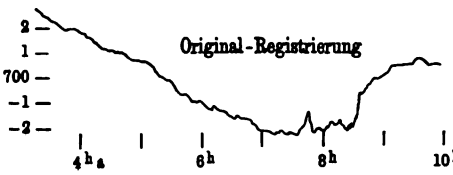
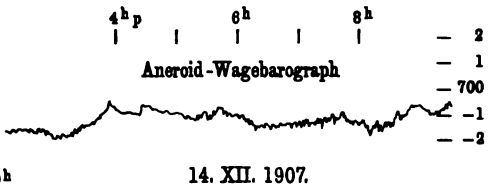


Fig. 3.



Achsenlagen des Hebelwerkes bedingt wird, fällt bei der vorliegenden Anordnung vollständig weg. Die Mobilität und Zartheit der Aufzeichnungen, namentlich bei raschen Änderungen des Luftdruckes, des öfteren auch bei den zarten Luftdruckwellen, die zuweilen ganz unvermittelt, in auffälliger Regelmäßigkeit bei Föhnlage auftreten, ist bei der Aneroidregistrierung mit Laufgewichtswage sogar noch besser, wie bei der Verwendung des Quecksilberrohres. Da nur die momentane Druckäußerung, nicht aber die Stellungsänderung der Büchsenmitte, und zwar ohne Hebelsystem, zur Registrierung gelangt, so ist auch klar, daß die störende Reibung ihren Einfluß auf die Aufzeichnungen vollständig verliert. Auch die Reibung des Schreibstiftes kommt gar nicht mehr in Betracht, weil sie direkt von dem kräftigen Uhrwerk überwunden wird und nicht durch die Änderung des zu registrierenden

Digitized by Google

Elementes. Gegenwärtig werden noch einige willkommene Abänderungen an dem bereits fertigen Exemplar vorgenommen und werden wir später darüber nochmals berichten.

Zürich. Dr. J. Maurer.

Über die Kenntnis der magnetischen Deklination vor Christoph Columbus. Bei meinem letzten Besuch des Wiener kunsthistorischen Hofmuseums, das auch eine schöne Sammlung alter Instrumente besitzt, fand ich eine kleine Taschensonnenuhr, die einen weiteren Beleg dafür liefert, daß die Abweichung der Magnetnadel vom astronomischen Meridian vor Christoph Columbus bekannt war, nicht also erst von diesem entdeckt worden sein kann.

Nach dem, was ich über diese Frage auf S. 146 ff. des Jahrgangs 1906 dieser Zeitschrift gesagt habe, kann ich mich hier kurz fassen.

Die Wiener Taschensonnenuhr, die dank einer von Herrn Kustos Dr. Hermann gefertigten Photographie in Fig. 1 und 2 abgebildet werden konnte, trägt die Jahreszahl 1463

Fig. 1. Fig. 2.

und zwar ähnlich wie die Innsbrucker auf dem Deckel dicht an dessen Scharnier. Die Dose, welche die Magnetnadel enthält und an deren Boden die am Nordende gegabelte Abweichungslinie des Magneten tief und scharf eingeschnitten ist, bildet mit dem ganzen Stundenteller ein einziges Stück aus sehr dunkler Bronze. Nach genauester Prüfung des Instrumentes ist die Annahme ausgeschlossen, daß die Dose hineingesetzt und drehbar sei. Das ist natürlich der springende Punkt in der Beweisführung, und ich glaube für das früher beschriebene Innsbrucker wie für dieses Wiener Instrument die Bürgschaft dafür übernehmen zu können.

Im übrigen ist die Wiener Sonnenuhr sehr viel einfacher und bescheidener gearbeitet als das prunkvolle Innsbrucker Stück und auch in den Dimensionen kleiner; es ist eine wirkliche Taschensonnenuhr für Reisezwecke.

Die östliche Abweichung, die die Markierungslinie am Grund der Dose anzeigt, hat beiläufig denselben Betrag wie beim Innsbrucker Instrument, nämlich etwa 10 bis 11°.

G. Hellmann.

Dämmerungserscheinungen am 30. Juni 1908 in Rußland. Am Abend des 30. Juni und in der Nacht auf den 1. Juli sind an vielen Orten des europäischen Rußlands eigentümliche Dämmerungserscheinungen beobachtet worden. Nach Sonnenuntergang war am nördlichen Horizont ein merkwürdiger heller Schein zu sehen, der in den meisten Fällen bis zum Sonnenaufgang zu beobachten war. Wahrscheinlich erstreckte sich diese Erscheinung auf das ganze europäische Rußland, ist aber natürlich nur da bemerkt worden, wo das zur Zeit herrschende Wetter es erlaubte. Am 30. Juni bedeckte das ganze Land ein ausgedehntes Minimum, dessen Zentrum sich bei Kineschma (57° 27′ nördl. Br., 42° 10′ östl. v. Gr.) befand. Der Himmel war meistens bedeckt, und sogar an den Orten, wo die Erscheinung

Digitized by Google

zu sehen war, wurde in vielen Fällen, wie die Beobachter mitteilen, der nördliche Horizont erst um die Zeit des Sonnenunterganges klar.

Das physikalische Zentralobservatorium in St. Petersburg hat zahlreiche Beschreibungen dieses auffälligen Lichtphänomens erhalten, wobei es sich herausstellte, daß es an etwa einem Drittel der Stationen auch noch am nächsten Tage, d. h. abends des 1. Juli, wenn auch meistens in viel schwächerer Entwickelung, zu beobachten war; außerdem meldeten zwei Stationen, daß sie es auch am 29. Juni bemerkt haben.

Wenn man die Beobachtungsorte auf eine Karte einträgt, so ergibt sich, daß die Sichtbarkeit der Erscheinung eine Fläche umfaßt, die sich von 60° bis zu 45° nördl. Br. und von 23° bis zu 48° östl. L. v. Gr. erstreckt; außerdem soll sie ja auch in Deutschland beobachtet worden sein. Bei uns sind die meisten Beobachtungen aus dem südöstlichen Teil Rußlands eingelaufen, nordwestlich von der Linie Kiew—Nishni-Nowgorod sind viel weniger Beobachtungen zu verzeichnen. Dieses Faktum ist übrigens leicht zu erklären. Die große Lücke innerhalb des Vierecks St. Petersburg—Libau—Kiew—Nishni-Nowgorod, von wo gar keine Beobachtungen vorliegen, ist wahrscheinlich durch starke Bewölkung in diesem Gebiet im betreffenden Moment bedingt worden; wie man auf unserem täglichen Bulletin sieht, war daselbst am Abend des 30. Juni der Himmel überall bedeckt und an vielen Orten regnete es sogar.

Was das nördliche Rußland anbelangt, so war dort der Himmel zum Teil auch bewölkt; als die Hauptursache aber dessen, daß die Erscheinung dort nicht bemerkt worden ist, muß man die überaus hellen Nächte ansehen, die dort im Sommer gewöhnlich sind.

Was das Aussehen der Lichterscheinung und die dieselbe begleitenden Umstände anbelangt, so ergibt sich aus den von uns erhaltenen Beschreibungen folgendes.

Überall ist das Phänomen erst nach Sonnenuntergang aufgetreten. Viele Beobachter teilen mit, daß vor Sonnenuntergang der Himmel bedeckt war, an manchen Orten regnete es, stellenweise klarte der Himmel überhaupt nur am nördlichen Horizont auf. Wie einige Personen, die das Phänomen in St Petersburg beobachtet haben, mir mündlich mitteilten, schien es ihnen anfangs, daß die Abendröte nur dank dem Kontrast gegen den übrigen Himmel, der dicht mit dunkeln Wolken bedeckt war, den Eindruck einer ungewöhnlichen Helligkeit machte, um so mehr, als wir vordem sechs Tage nach der Reihe beständig nur dunkle, bewölkte Abende hatten, also des Anblicks der hier um diese Zeit üblichen hellen Nächte einigermaßen entwöhnt waren. Besonderes Interesse beansprucht das Faktum, daß, wie viele Beobachter mitteilen, der Lichteffekt anfangs an Stärke zunahm und, wie man nach einigen Hinweisen schließen kann, gegen $^1/_2$ 11 Uhr seine größte Entwickelung erreicht hat.

Das Aussehen des Scheines wird von den einzelnen Beobachtern verschieden geschildert. Seine Ausdehnung wird, was die Breite anbelangt, meistens zu ein Viertel des Horizontes angegeben, in vertikaler Richtung soll er in vielen Fällen bis zum Zenit gereicht haben. Die Farbe wird verschieden angegeben. Meistens wird gesagt, daß der Schein orange- bis rotfarben war; viele Beobachter bemerken überhaupt, daß er an den Widerschein eines entfernten, großen Brandes erinnerte; in einigen Fällen wird aber angegeben, daß er entweder von gleichmäßig blasser oder grünlicher Färbung war. Einige wenige Beobachter schreiben, daß die Lichterscheinung an ein Nordlicht erinnerte, oder sprechen es direkt als ein solches an.

Was die Intensität des Lichtes anbelangt, so scheint sie überall ganz außerordentlich gewesen zu sein; besonderen Effekt hat die Erscheinung selbstverständlich in südlicheren Breiten hervorgebracht, wo auch im Sommer die Nächte beständig dunkel sind. Fast alle Beobachter erwähnen, daß man beim Schein dieser Abenddämmerung ganz bequem lesen konnte; aus Saratow schreibt man uns, daß man ohne weiteres von der Stadt aus auf Booten fahrende Leute unterscheiden konnte und auf 3 km Entfernung vorüberfahrende Dampfer ganz deutlich sah; ähnliches wird aus Taganrog am Asowschen Meer berichtet. Ein Beobachter, der am 1. Juli, d. h. bei dem zweiten, schwächeren Auftreten der Erscheinung, auf der Wolga fuhr, sah, wie die ganze Nacht Möwen hinter dem Dampfer flogen, und in einer Stadt an der Wolga lenkte das unruhige Herumschwärmen von Dohlen während der hellen Nacht die Aufmerksamkeit auf sich. Als der beste Beweis der auffälligen Helligkeit der Dämmerung erscheinen aber die vielfachen bei uns eingelaufenen Anfragen, wie dieselbe zu erklären sei?

Digitized by Google

Man muß gestehen, daß im vorliegenden Falle es schwer fällt, eine genügende Erklärung zu geben.

Wie gesagt, haben einige Beobachter geglaubt, daß der Schein von einem starken Nordlicht komme, und einige Beschreibungen scheinen dieser Annahme günstig zu sein. Ein Beobachter sagt z. B., daß die Dämmerung an einen Feuerschein von schwankender Lichtstärke mit Aufflackern erinnerte; ein anderer will auch eine Art Feuerschein von wallendem Licht beobachtet haben; ein dritter schildert, wie zum Schluß, kurz vor Aufgang der Sonne, der Schein sich geteilt hat und zwei Säulen, ähnlich solchen neben der Sonne im Winter, sich gebildet haben [1]). Endlich beschreibt noch ein Beobachter die Erscheinung als ein Nordlicht mit einem dunkeln Segment. Doch sprechen wieder andere Beschreibungen gegen eine solche Annahme, z. B. solche, die auf eine horizontale Schichtung der Lichterscheinung hinweisen. Weiter spricht auch dagegen die Wiederholung der Erscheinung an vielen Orten am nächsten Abend, was für ein so starkes und ausgebreitetes Nordlicht sehr unwahrscheinlich wäre; ausschlaggebend ist aber besonders das Faktum, daß an den magnetischen selbstregistrierenden Apparaten in Pavlovsk in dieser Nacht absolut keine Störungen zu bemerken waren.

Man könnte weiterhin noch an leuchtende Wolken, wie im Jahre 1885, denken. Doch macht die ungeheuer große Verbreitung der Erscheinung diese Annahme unwahrscheinlich; es fällt schwer, anzunehmen, daß silbrige Wolken auf der ganzen riesigen Fläche von der Wolga bis nach Deutschland hinein so plötzlich und gleichzeitig auftreten sollten.

Am wahrscheinlichsten scheint noch die Erklärung dieser Dämmerungserscheinung durch das Auftreten von Staub in sehr hohen Luftschichten, wie seinerzeit beim Ausbruch des Krakatoa. Doch kann man auch diese Erklärung nicht ohne weiteres gelten lassen denn dann entsteht die Frage, warum und wohin ist diese Masse Staub so plötzlich verschwunden, so daß das ganze Phänomen nur zwei Tage gedauert hat?

St. Petersburg. A. Schoenrock.

Roter Regenbogen [2]). Die seltene Erscheinung eines roten Regenbogens war am Abend des 26. Mai d. J. in Berlin zu beobachten. Gegen $^1/_2 8^h$ abends begann es aus einer Wolkenwand, die aus dem Westen heraufgezogen war, zu regnen. Diese Wolkenmasse war nach dem Horizont zu fast geradlinig scharf begrenzt. Da sie allmählich heraufzog, wurde zwischen ihr und dem Westhorizont ein immer breiter werdender klarer Himmelsstreifen sichtbar. Um $^3/_4 8^h$ etwa, während der feine Sprühregen noch fortdauerte, erschien am unteren rötlichen Wolkenrand das erste Segment der rotgelben Sonnenscheibe, und nicht lange darauf erstrahlte sie völlig, mit ihrem Glanze alles vergoldend. Da mir in den 90er Jahren schon einmal die Erscheinung eines roten Regenbogens bei Sonnenuntergang aufgefallen war, so eilte ich an ein Fenster, das den Ausblick nach SE gestattete. Und wie ich vermutet hatte, war auch (kurz vor 8^h) ein Bruchteil wenigstens des roten Regenbogens, der südliche Anfang des Bogens vom Horizont oder vielmehr vom nächsten Dach im sanften Bogen fast senkrecht emporsteigend, auf dem dunkeln Graublau der Wetterwolken deutlich rötlich leuchtend zu erkennen. Da der Regen aufhörte, so verschwand auch bald die interessante Erscheinung. Näheres über die Entstehung des roten Regenbogens findet man in dem Aufsatz von Wilhelm Krebs, „Atmosphärische Optik im Elsaß“ [3]).

O. v. Gellhorn.

Einfluß von Seeflächen auf die Bewölkung. Bei zwei Ballonfahrten hatte ich Gelegenheit, eine Erscheinung zu beobachten, welche eine Wirkung der Seen auf die Bewölkung über ein weites Gebiet hin deutlich machte.

In einer Höhe von etwa 1000 m hatten wir eine sehr dünne Str-Cu-Schicht durchfahren, die auch späterhin noch genügenden Ausblick auf die Erde gestattete. Mit mäßiger Geschwindigkeit zogen die Wolken nach SE. Wie sie aber an den Neusiedlersee kamen, löste sich der über der Wasserfläche liegende Teil auf, eine Erscheinung, die ja schon bekannt

[1]) Diese Beobachtung kann übrigens auch durch Vorhandensein von hohen, aus Eiskristallen bestehenden Wolken erklärt werden. Der Verf.
[2]) Das Weltall, Juni 1908.
[3]) Meteorolog. Zeitschrift, Dezember 1900.

Digitized by Google

ist. Die Abkühlung der Luft an der Oberfläche des Wassers hatte eine absteigende Bewegung eingeleitet, welche wieder eine dynamische Erwärmung der tiefer sinkenden Luftmassen und damit Auflösung der darin enthaltenen Wolkenteilchen bewirkte. Nun wurde aber diese Wirkung nicht wieder gleich hinter dem See ausgeglichen, wo wegen der einsetzenden Erwärmung vom festen Boden her aufsteigende Strömung und Kondensation zu erwarten gewesen wäre, sondern es bildete sich ein langer Streifen im Windschatten des Sees, der frei von Wolken blieb. Über 50 km hinaus war er deutlich zu erkennen, hatte anfangs eine Breite gleich der des Sees, welche jedoch in größerer Entfernung zunahm auf beinahe das Doppelte. Die Ränder der Wolkendecke zu beiden Seiten, die sich sonst nur wenig änderte, waren von dichteren Wolken gebildet, deren Köpfe deutlich eine wenn auch nur schwache Bewegung nach aufwärts erkennen ließen. Es hatte sich also die Abwärtsbewegung der Luft wegen der Trägheit der Masse noch fortgesetzt, nachdem die erste Ursache zu wirken aufgehört hatte. Die hinabsinkenden Massen mußten naturgemäß zur Seite hin ausweichen, bewirkten so ein Aufsteigen derjenigen benachbarten Luftmassen, die auf ihrem Zuge die Ufer des Sees nur streiften. So entstanden die verstärkten Ränder der Wolkenschicht. Auch das Verbreitern des wolkenlosen Streifens vom See weg läßt sich auf diese Weise leicht erklären.

Eine ähnliche Erscheinung kann man an Tagen mit mäßigem Wind auch an den Rauchfahnen von Fabrikschornsteinen machen. Die aufsteigenden Rauchmassen erzeugen in den vorbeiziehenden Luftmassen Wirbel mit geneigten Achsen, die sich später immer weiter voneinander entfernen und leicht eine Zweiteilung der Rauchfahne vortäuschen.

Anläßlich einer anderen Ballonfahrt bot sich eine ähnliche Erscheinung, diesmal nicht am Neusiedler-, sondern am Plattensee. Doch hinderte hier der geringere Gesichtswinkel, unter dem die Decke erschien, genauere Beobachtung.

Diese Erscheinung macht es wahrscheinlich, daß die Bewölkung in den tieferen Luftschichten, die aus Cu, auch Str-Cu besteht, durchwegs im Windschatten der Seen, also in unseren Gegenden im Durchschnitt östlich von diesen, kleiner oder dünner ist, als in den anderen Richtungen. Um diese Verhältnisse festzulegen, wären allerdings Beobachtungen von einer größeren Anzahl von Stationen, die rings um den See verteilt liegen müßten, notwendig, doch war leider nirgends genügendes Material von der Art aufzutreiben. Die eben erwähnte Wirkung wird sich übrigens nur bis zu einer bestimmten Breite der Seen bemerkbar machen können, so daß bei Vergrößerung der Dimensionen schon die Erschwerung des Ausweichens der Luftmassen zur Seite hin und Erleichterung der Kondensation in der über den See hinweggeführten dampfreicheren Luft sich in entgegengesetztem Sinne äußern werden.

Wilh. Schmidt.

Beobachtungen über die Orientierung der Eiskristalle in den Wolken[1]. Zur Erklärung von Halos und verwandten Erscheinungen wird gewöhnlich angenommen, daß die Eiskristalle beim Falle durch die Luft die Lage annehmen, für welche ihr Luftwiderstand ein Minimum wird. Lange Nadeln müßten also ihre Achsen vertikal stellen, während Eisplättchen und Sterne ihre Fläche mit der Fallrichtung zusammenfallen lassen sollten. In letzter Zeit hat aber diese Ansicht von verschiedenen Seiten Widerspruch erfahren[2]), wurde auch, da die zur Bestimmung des Winddruckes usw. gemachten Experimente wohl nicht ohne weiteres auf diese kleinen Körper anwendbar waren, von L. Besson[3]) experimentell zu widerlegen versucht. Er brachte hierzu Modelle der Eiskristalle in eine Flüssigkeit von geringerem spezifischen Gewicht, in welcher jene mit verschiedener Geschwindigkeit sanken und fand seine Meinung voll bestätigt.

Allerdings war noch der Einwurf möglich, daß die Versuchsbedingungen zum Teil ganz wesentlich von den in der Natur vorhandenen Verhältnissen abwichen. Es wird daher nicht ohne Interesse sein, wenn auf direkte Beobachtungen hingewiesen werden kann, die das Resultat der Experimente bestätigen, glaubte doch auch jene frühere Ansicht sich auf eine Beobachtung von Barral und Bixio stützen zu können.

---

[1]) Diese Mitteilung wurde noch vor der Drucklegung der Mitteilung „über die Orientierung fallender Prismen in der Luft“ von W. Köppen vom Verfasser eingesandt. Die Red.

[2]) Vgl. Wood, Monthly Weather Review 1906, S. 35.

[3]) Ann. soc. met. de France 55, Februar 1907, S. 40.

Digitized by Google

Diese letzteren sahen nämlich bei einer Ballonfahrt in einer Eiswolke, in welcher sie das Vorhandensein nadelförmiger Kristalle nachgewiesen hatten, das Spiegelbild der Sonne. Als spiegelnde Flächen nahmen sie die Grundflächen der nadelförmigen Kristalle an, deren Achse so in der Vertikalen liegen mußte.

Das Spiegelbild der Sonne in den Wolken scheint nun durchaus nicht so selten sichtbar zu sein, wie man nach der geringen Zahl diesbezüglicher Berichte vermuten sollte. Nachdem meine Aufmerksamkeit darauf gelenkt worden war, war es mir auf drei der Ballonfahrten, die ich nachher machte, möglich, die Erscheinung zu bemerken.

Bei der einen Fahrt, am 11. April 1907, hatte es am Boden geregnet, doch schon in 300 m Höhe begann es rings um den Ballon zu schneien. Es waren dies zunächst Flocken, doch zeigten sich in etwa 500 m schöne Sterne, aus denen jene entstanden. Zugleich ward der Nebel dichter, bis wir in 3000 m Höhe über den oberen Rand der schneienden Wolke hinausgekommen waren, tiefblauen Himmel über uns. Die erste optische Erscheinung, die uns nun auffiel, war ein scheinbar auf der ziemlich ebenen Wolkendecke liegender glänzender Halo von 22° um den Ballonschatten, weit bis an den Horizont hinausreichend. Seine Helligkeit unterlag mit der Zeit Veränderungen, gleichzeitig mit denen der ebenfalls sehr schön sichtbaren Glorie. Vertikal unter der Sonne aber sah man, zunächst noch weniger deutlich, einen glänzend weißen Fleck, den ich für irgend ein Analogon zu den Deformationen der horizontalen Berührungsbogen des Halo von 22° halten zu müssen glaubte [1]). Jedoch zeichnete ich zum späteren Nachmessen den Winkel auf, den die Sehstrahlen zu der Erscheinung und zur Sonne miteinander bildeten. Während im weiteren Verlaufe der Fahrt der Halo an Glanz einbüßte, wurde diese Erscheinung immer deutlicher. Dabei bemerkte man aber, wie die oberste Schicht dünner wurde und sich sichtlich auflöste. Beim Abstieg durchfuhren wir sie in einer Mächtigkeit von etwa 300 m und da erklärte sich auch die Entstehungsweise der Erscheinung. In nächster Nähe des Korbes, wo die Luftbewegung durch den fallenden Ballon stark gestört war, glitzerte es auf allen Seiten auf von Eiskriställchen, die, auf dunklem Stoff aufgefangen, durchweg als ausgesprochene Plättchensterne von etwa 2 bis 3 mm Durchmesser erschienen. Ihre Gestalt war beiläufig die des dritten unter Fig. 98 in der Meteorologischen Optik von J. M. Pernter reproduzierten Sternes, nur mit dem Unterschiede, daß die Strahlen bis zur Mitte voll durchgebildet waren. Das Glitzern geschah nur sporadisch und bloß in nächster Nähe des Korbes, während die Erscheinung, die ich nunmehr als direktes Spiegelbild der Sonne an den breiten Flächen der in horizontaler Stellung fallenden Eisplättchen erkannte, an ihrem Platze verblieb, jedoch auch an ihrem etwas blasseren Rande das Aufblitzen einzelner Eisflimmerchen zeigte. Eine rohe Schätzung ergab als Durchmesser des innersten hellsten Teiles des Fleckes etwa $1^1/_2$ bis 2°, während der des verwaschenen Randes etwa 7° betragen mochte, diesen Wert jedenfalls nicht erheblich überstieg. Als wir schon den größten Teil der aus schwebenden Eissternchen gebildeten Wolke über uns hatten, zeigte sich auch noch neben einer Aureole um die Sonne der Halo von 22°, allerdings nur für kurze Zeit, da wir bald in die tieferen, aus reinen Nebeltröpfchen gebildeten cu eintauchten.

Daß die erwähnte Erscheinung wirklich als Spiegelbild der Sonne anzusprechen war, bestätigte auch die Ausmessung des notierten Winkelabstandes von der Sonne. Es ergab sich ein Wert von 102 Graden, während der für ein Spiegelbild an genau horizontal liegenden Flächen geltende bei der augenblicklichen Höhe der Sonne von 50 Graden über dem Horizont 100 Grade war; eine bei der Ungenauigkeit der Messung vollkommen überzeugende Übereinstimmung.

Da ich übrigens noch einigemale Gelegenheit hatte, dieselbe Erscheinung, wenn auch nicht immer so deutlich, unter ähnlichen Verhältnissen zu sehen, so bot sich auch ein mehr unmittelbarer Nachweis des Wesens der Erscheinung als Spiegelbild der Sonne. Sie zeigte sich nämlich auch am 2. April 1908 ganz deutlich in einem cu, in welchem wir ebenfalls Plättchensterne, diesmal allerdings mit verhältnismäßig schwachen Strahlen, angetroffen hatten. So oft nun ein Teich oder Teil eines Wasserlaufes gerade die Sonne spiegelte, erschien er, durch die ziemlich dünne Wolke hindurch gesehen, an genau derselben Stelle, wo sonst der glänzende Fleck gestanden hatte.

---

[1]) Vgl. J. M. Pernter, Meteorologische Optik, III, S. 340 ff.

Digitized by Google

Die beobachtete Verbreiterung des Spiegelbildes im Vergleich zum Durchmesser der Sonne läßt sich durch die Annahme erklären, die Eisflimmerchen fielen nicht immer in genau horizontaler Lage parallel zueinander, sondern machten kleine Schwankungen um die Horizontale. Für deren Größe ergibt sich bei einem Sonnendurchmesser von $^1/_2{}^0$ aus der erstangeführten Beobachtung für den überwiegenden Teil der Flimmerchen (welche die hellere Mitte des Fleckes entstehen ließen) kaum 1° nach jeder Richtung (die gesamte Schwankung also unter 2°). Größere Schwankungen kommen zwar auch noch vor, doch finden sich nur sehr selten solche von mehr als 3° in jeder Richtung. Bemerkenswert ist, daß nach der zuletzt gegebenen Beobachtung diese Zahlen noch kleiner ausfallen.

Ist nun nach dem Erwähnten anzunehmen, daß die Plättchen und Plättchensterne tatsächlich mit vertikaler Achse fallen, so ergibt sich daraus schon, daß längere Prismen und Nadeln entsprechend den Versuchen von L. Besson ihre Achsen horizontal stellen müssen. Es stellt sich dann natürlich die Schwierigkeit ein, daß man die zur Erklärung der einzelnen Halo- und Gegensonnenerscheinungen notwendigen brechenden Winkel sich ganz anders verschaffen muß. Vielleicht sind z. B. auch die Kanten der Plättchensterne unter einem Winkel von 60° abgeschrägt, was die Halos von 22° ohne weiteres entstehen lassen dürfte.

Hinzuweisen wäre noch auf den außerordentlich geringen Betrag der Schwankungen, welche die Plättchen um die stabile Lage ausführen. Er ließ sich zwar erwarten, wenn man den verhältnismäßig großen Luftwiderstand der Plättchen und ihr geringes Gewicht in Anschlag bringt. Von Bedeutung ist diese Tatsache dort, wo man auf bestimmte Orientierung der Eiskristalle zurückgreifen muß, wird aber auch andererseits die Erklärung anderer Erscheinungen erschweren.

Es wäre sehr wünschenswert, wenn dieses Spiegelbild der Sonne in den fallenden Eisflimmerchen, das durchaus nicht so selten sichtbar zu sein scheint, von mehr Seiten beobachtet würde, wobei auch genaue Bestimmungen der Gestalt der erzeugenden Kristalle von Wert wären, daneben genauere Messungen des Durchmessers des Fleckes. Vielleicht ergibt sich dann auch die Möglichkeit, analoge Beobachtungen an aus Eisprismen bestehenden Wolken zu machen. Selbstverständlich müßte aber allen etwa gleichzeitig auftretenden meteorologisch-optischen Erscheinungen nachgeforscht werden. Wilhelm Schmidt.

Die ersten Beobachtungen mit Ballons in Sibirien. Am 24. Juli wurde ein Ballon-Sonde von Omsk aufgelassen. Er flog nach NW; mittlere Geschwindigkeit 6 mps. Bis 11 900 m mittlere Abnahme der Temperatur 0.9° per 100 m, in dieser Höhe — 58°, in der größten 16 800 m — 51°. Am selben Tage stiegen Kapitän Boreskow und Leutnant Kokalle auf und erreichten 2600 m, wo die Temperatur 6° war, untere 24 bis 29°. Sie flogen auch nach NW, mittlere Geschwindigkeit 8 mps.

Am 9. September flog ein Militärballon mit dem Direktor des meteorologischen Observatoriums Irkutsk A. W. Wosnessensky in der Richtung nach NW, längs der Angara, welche eine sehr niedrige Temperatur hat. Der Flug war meistens auf einer Höhe von 800 bis 850 m, über dem Flusse sank der Ballon. Zeit $11^1/_2$ bis 13^h. Untere Temperatur 17.5 bis 18.5°, Feuchtigkeit 44 bis 49 Proz. Wind SE, 2 bis 3 mps. Bewölkung 0.4 Ci-Str. und Ci-Cu.

Höhe	Temperatur	Feuchtigkeit Proz.
301	14.1	66
498	11.6	59
670[1])	11.3	94
718[1])	11.0	98
840	10.0	60
322	12.3	54

A. Woeikow.

Der November 1907 in Rußland. Unter dem Einflusse sehr langandauernder Antizyklonen namentlich im NE und dem fast völligen Fehlen von Zyklonen war der Luftdruck hoch, Mittel: Wjätka, Ekatarinenburg 773, Ost-Zylow (an der Petschora), Moskau, Koslow 772. Die Temperatur war niedrig unter dem Einflusse der kleinen Bewölkung und der vorwaltenden N-, NE- und E-Winde, am Uralgebirge und -flusse Abweichung von — 7° bis

[1]) Über der Angara.

Digitized by Google

— 7.5°, in Pensa — 6.9°, Astrachan — 6.3°. Nur im nördlichen Finland waren die Abweichungen positiv. Im E und S frühes Gefrieren der Flüsse Wolga in Zarizyn und Dnjepr in Kiew vier Wochen früher als das Mittel. Überhaupt herrschten die Antizyklonen vor im ganzen Herbste, im September und Oktober mehr im S, Zentrum und W, im November mehr im N, E und Zentrum. A. Woeikow.

Meteorologische Beobachtungen an der Küste von Chile zwischen $18^1/_2$ und 53° SBr, speziell Arica, Iquique und Ancud, in den Jahren 1904 und 1905. Der 6. und 7. Band (1904 und 1905, Valparaiso 1905 und 1906) des Anuario Servicio Met. Maritimo enthalten die meteorologischen Beobachtungen von folgenden Stationen in extenso: Arica (Puerto), 18°28′ S, 70°20.5′ W v. Gr., 5 m; Iquique (Isla Serrano), 20°12′ S, 70°11′ W, 9 m; Antofagasta (Puerto), 23°39′ S, 70°25′ W, 4 m; Caldera, 27°3′ S, 70°52′ W, 28 m; Coquimbo (Punta Tortuga), 29°56.5′ S, 71°21.5′ W, 26 m; Valparaiso (Punta Anjeles), 33°1′ S, 71°38′ W, 41 m; Juan Fernandez, 33°37′ S, 78°50′ W, 10 m (1905 nur 6 Monate); Constitucion (Punta Carranza), 35°36′ S, 72°38′ W, 33 m; Talcahuano (Punta Tumbes), 36°37′ S, 73°6′ W, 91 m; Punta Lavapié, 37°8′ S, 73°35.5′ W, 46 m; Isla Mocha, 38°21.4′ S, 73°58′ W, 18 m; Punta Galera, 40°1′ S, 73°44′ W, 38 m; Ancud (Puerto), 41°51′ S, 73°50′ W, 48 m; Islote de los Evanjelistas, 52°24′ S, 75°6′ W, 53 m; Punta Arenas, 53°10′ S, 70°54′ W, 10 m; Punta Dungeness, 52°24′ S, 68°25′ W, 3 m.

Wir teilen im nachfolgenden die wichtigsten Ergebnisse der Beobachtungen an den beiden nördlichsten regenlosen Stationen mit, und als Fortsetzung jene von Ancud (siehe Meteorol. Zeitschr. 1905, S. 129, wo auch Iquique 1903 zu finden), Evanjelistas, Punta Dungeness.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Puerto de Arica im Jahre 1903 und 1904, 18°28′ SBr, 70°20.5′ W v. Gr., 5 m.

	Luftdruck				Temperatur						
									Mittleres		
1903	Mittel	Max.	Min.	Schwkg.	8a	2p	9p	Mittel	Max.	Min.	Differens
Oktober . .	763.0	766.6	760.3	6.3	16.8	18.4	17.0	17.3	19.9	15.2	4.7
November .	62.9	66.6	60.1	6.5	18.1	19.5	17.5	18.1	21.3	16.2	5.1
Dezember .	62.2	64.5	60.1	4.4	18.6	21.2	18.8	19.3	23.6	15.9	7.7
1904											
Januar . . .	762.0	765.1	758.6	6.5	20.3	22.9	20.6	21.1	25.7	17.4	8.3
Februar . .	61.5	64.5	59.6	4.9	19.9	22.9	20.7	21.0	25.6	17.7	7.9
März	61.9	64.1	59.6	4.5	19.4	22.6	20.0	20.3	24.4	18.2	6.2
April . . .	62.2	64.7	59.7	5.0	16.6	20.2	17.6	18.0	21.7	—	—
Mai	62.9	65.6	60.0	5.6	17.4	20.9	17.9	18.5	22.7	—	—
Juni	63.1	66.1	60.2	5.9	16.0	19.6	16.8	17.3	21.7	—	—
Juli	62.8	66.3	60.3	6.0	15.7	19.0	17.1	17.2	21.0	14.4	6.6
August . .	63.3	66.8	60.2	6.6	16.2	19.2	17.4	17.5	20.8	15.2	5.6
Septbr. . .	63.1	66.6	59.0	7.6	16.9	19.0	17.3	17.6	21.0	15.6	5.4
Oktober . .	63.1	66.4	60.8	5.6	17.3	19.2	17.1	17.7	21.1	15.8	5.3
November .	62.8	65.6	59.6	6.0	18.3	19.2	18.0	18.4	22.6	14.9	7.7
Dezember .	62.8	67.1	59.2	7.9	19.9	22.5	19.9	20.5	24.6	17.5	7.1
Jahr	762.6	767.1	758.6	8.5	17.8	20.6	18.4	18.8	22.7	—	—

	Temperatur				Relative Feuchtigkeit				Bewölkung			
	Absol.											
1903	Max.	Min.	Differenz	Dampfdruck	8a	2p	9p	Mittel	8a	2p	9p	Mittel
Oktober . .	22.8	12.4	10.4	—	79	72	77	76	8.3	2.1	8.6	6.3
November .	24.0	15.0	9.0	—	83	77	85	82	7.6	2.1	4.5	4.7
Dezember .	25.9	14.3	11.6	—	84	76	88	83	2.7	1.5	1.0	1.7
1904												
Januar . .	29.8	14.8	15.0	14.5	79	73	81	78	2.7	0.5	0.5	1.2
Februar . .	30.3	15.3	15.0	14.3	77	71	82	77	2.5	1.1	0.3	1.3
März . . .	28.0	16.2	11.8	13.6	77	69	79	75	2.4	1.5	2.0	2.0
April . . .	25.2	14.0	11.2	12.1	81	73	82	79	5.1	1.9	2.3	3.1
Mai	26.2	15.0	11.2	12.7	80	74	82	79	8.1	1.3	5.2	4.9
Juni	24.0	14.0	10.0	11.0	76	70	77	74	8.6	2.2	5.7	5.5
Juli	23.2	12.0	11.2	10.8	77	69	77	74	9.0	1.2	6.4	5.5
August . .	26.0	12.0	14.0	11.3	78	70	79	76	8.7	3.3	9.0	7.0
Septbr. . .	25.2	13.4	11.8	11.4	80	70	78	76	9.0	2.6	7.8	6.5
Oktober . .	24.1	13.1	11.0	10.9	78	73	74	75	9.2	2.5	7.7	6.5
November .	26.2	11.2	15.0	12.4	78	70	80	76	8.6	1.4	3.4	4.5
Dezember .	29.2	15.0	14.2	13.0	77	67	75	73	7.0	3.0	3.7	4.6
Jahr	30.3	11.2	19.1	12.3	78	71	79	76	6.7	1.9	4.5	4.4

Digitized by Google

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Puerto de Arica im Jahre 1905, 18°28′ SBr, 70°20.5′ W v. Gr., 5 m.

	Luftdruck				Temperatur						
	Mittel	Max.	Min.	Schwkg.	8a	2p	9p	Mittel	Mittleres Max.	Mittleres Min.	Differenz
Januar . .	763.0	767.0	759.2	7.8	20.6	21.6	20.9	21.0	25.5	18.5	7.0
Februar . .	61.8	63.8	58.5	5.3	20.2	22.2	20.6	21.0	24.3	17.5	6.8
März . . .	63.3	67.8	60.1	7.7	20.5	21.3	20.2	20.7	22.6	18.3	4.3
April . . .	62.8	65.6	60.6	5.0	19.0	19.9	19.0	19.3	22.1	16.2	5.9
Mai	62.8	65.6	60.2	5.4	18.6	19.8	19.0	19.1	22.0	16.9	5.1
Juni	62.7	66.1	59.0	7.1	17.2	18.3	17.6	17.7	24.7	16.2	8.5
Juli	63.1	68.4	60.1	8.3	16 5	17.7	17.2	17.1	24.1	15.2	8.9
August . .	63.5	67.0	61.0	6.0	16.0	16.9	16.5	16.5	23.2	14.8	8.4
September .	63.6	66.6	61.2	5.4	16.4	18.6	17.0	17.3	22.7	14.8	7.9
Oktober . .	63.5	66.6	60.2	6.4	17.7	20.4	17.8	18.6	21.7	16.4	5.3
November .	63.9	67.6	60.6	7.0	19.0	21.5	18.8	19.8	22.2	17.0	5.2
Dezember .	63.5	66.6	59.2	7.4	19.7	21.9	19.5	20.3	22.7	17.8	4.9
Jahr	763.1	768.4	758.5	9.9	18.4	20.0	18.7	19.0	23.2	16.6	6.6

	Temperatur Absol. Max.	Absol. Min.	Absol. Differenz	Dampfdruck	Relative Feuchtigkeit 8a	2p	9p	Mittel	Bewölkung 8a	2p	9p	Mittel
Januar . .	31.0	16.3	14.7	13.9	77	74	78	76	8.1	3.1	4.1	5.3
Februar . .	29.4	16.1	13.3	13.9	74	73	80	76	3.6	3.4	2.3	3.1
März . . .	24.4	16.4	8.0	14.2	76	77	83	79	5.0	3.2	2.0	3.4
April . . .	24.4	14.2	10.2	12.7	69	79	81	74	4.4	1.3	1.2	2.3
Mai	25.0	14.2	10.8	12.5	74	77	77	76	8.2	3.2	4.8	5.4
Juni	28.4	13:1	15.3	11.2	71	76	77	75	10.0	1.7	7.4	6.4
Juli	26.3	13.3	13.0	11.2	76	77	80	78	9.4	2.6	6.3	6.1
August . .	24.4	13.3	11.1	10.6	78	77	77	77	9.6	3.6	8.5	7.2
September .	26.2	13.1	13.1	10.8	76	69	76	74	8.4	1.6	7.4	5.8
Oktober . .	30.0	14.0	16.0	11.7	77	67	77	74	9.1	2.1	7.6	6.3
November .	24.4	15.1	9.3	12.4	77	67	75	73	8.2	2.7	6.4	5.8
Dezember .	24.2	15.0	9.2	12.6	74	66	74	71	8.1	2.5	5.3	5.3
Jahr	31.0	13.1	17.9	12.3	75	73	78	75	7.7	2.6	5.3	5.2

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Puerto de Ancud, 41°51′ SBr, 73°50′ WL, 48 m.

	Luftdruck	Temperatur				Mittl. Extreme		Absol. Extreme		Rel. Feuchtigkeit			Regen-	
1904	Mittel	8a	2p	9p	Mittel					8a	2p	9p	Menge	Tage
Januar . .	758.1	14.9	19.9	13.9	15.6	21.2	10.6	34.2	5.8	79	64	81	49	6
Februar . .	57.4	13.4	17.6	12.2	13.8	18.7	9.9	21.8	6.0	84	69	86	55	9
März . . .	57.9	11.2	15.6	10.7	12.0	16.9	8.0	21.4	2.0	84	70	85	177	16
April . . .	55.2	10.9	13.9	11.3	11.8	15.2	9.0	20.0	4.0	91	83	90	297	23
Mai . . .	54.1	10.4	13.1	11.1	11.4	14.0	9.1	17.4	3.6	89	79	85	346	26
Juni	53.1	8.3	10.7	8.9	9.2	12.0	6.1	15.6	1.4	89	81	85	459	27
Juli	51.8	7.4	9.5	8.0	8.2	11.1	5.3	16.4	1.2	85	77	84	372	25
August . .	56.8	7.3	10.4	7.3	8.1	11.2	5.0	14.2	0.8	88	78	87	226	24
September .	55.2	8.1	10.4	7.8	8.5	11.7	5.4	13.8	2.0	88	79	85	301	24
Oktober . .	57.1	9.2	11.4	8.6	9.4	12.9	5.9	18.4	1.8	86	79	87	185	22
November .	57.9	10.8	13.1	9.3	10.6	14.7	6.3	20.0	3.0	80	70	81	138	22
Dezember .	57.3	13.7	17.1	11.6	13.5	17.9	8.1	21.0	6.0	79	68	86	82	13
Jahr	756.0	10.5	13.6	10.1	11.0	14.8	7.4	34.2	0.8	85	75	85	2687	237
1905														
Januar . .	759.2	—	—	—	15.6	20.0	10.0	23.8	7.0	—	—	—	53	—
Februar . .	58.9	—	—	—	14.5	19.5	9.0	27.8	5.2	—	—	—	29	—
März . . .	57.8	—	—	—	13.6	16.8	9.7	18.6	5.2	—	—	—	160	—
April . . .	57.7	10.8	14.4	11.3	12.2	15.5	8.2	21.8	4.8	88	76	89	248	14
Mai	57.0	8.6	11.4	7.5	9.2	13.3	6.1	18.0	0.2	82	75	85	158	13
Juni	53.5	6.8	9.3	7.3	7.8	10.7	4.1	13.2	1.2	89	81	89	264	19
Juli	55.5	6.1	9.4	7.3	7.6	10.3	4.5	15.4	−0.8	88	81	89	217	22
August . .	57.5	7.1	9.2	7.5	7.9	10.4	5.3	12.8	0.8	92	86	89	408	26
September .	57.6	7.7	10.4	7.7	8.6	11.3	5.3	17.2	0.4	88	77	85	206	20
Oktober . .	58.2	8.8	11.0	8.0	9.3	11.8	5.5	17.8	1.2	83	73	83	138	20
November .	60.2	12.3	15.7	10.7	12.9	17.3	7.6	22.2	4.4	76	67	87	42	6
Dezember .	58.1	12.8	15.8	11.0	13.2	17.4	8.4	34.6	5.0	80	70	89	76	15
Jahr	757.6	—	—	—	11.0	14.5	7.0	34.6	−0.8	—	—	—	1999	—

Digitized by Google

Iquique, 20°12′ SBr, 70°11′ WL, 9 m.

1904	Luftdruck Mittel	Temperatur 8a	2p	9p	Mittel	Mittl. Extreme		Absol. Extreme		Relative Feuchtigkeit 8a	2p	9p	Mittel
Januar . .	761.0	22.7	25.8	20.0	22.1	28.7	16.2	33.8	14.8	75	71	84	77
Februar . .	61.0	21.7	25.0	20.6	22.0	29.5	15.7	34.6	14.2	80	76	83	80
März . . .	61.1	20.9	23.4	18.7	20.4	27.3	15.5	30.6	14.0	83	80	85	83
April . . .	61.8	18.3	19.9	16.3	17.7	31.1	13.1	36.6	10.8	84	82	85	84
Mai	62.4	18.6	20.9	17.8	18.8	28.7	13.9	35.6	11.7	87	81	87	85
Juni	62.7	17.1	19.8	17.1	17.8	27.3	13.9	32.8	11.9	85	81	85	84
Juli	62.4	16.6	19.3	16.9	17.4	25.6	13.6	29.8	11.8	86	81	86	84
August . .	62.6	17.3	19.9	17.1	17.8	26.2	14.6	30.0	11.8	82	80	85	82
September .	62.3	17.9	20.1	17.3	18.1	25.1	14.7	28.2	13.2	87	87	88	87
Oktober . .	62.1	17.9	20.1	16.6	17.8	25.0	14.4	28.6	11.8	73	71	82	75
November .	61.6	20.2	22.2	17.7	19.4	25.2	14.9	31.4	12.8	71	73	82	75
Dezember .	61.1	22.0	25.2	19.3	21.4	27.7	15 4	33.0	10.6	71	65	80	72
Jahr	761.8	19.3	21.8	17.9	19.2	27.3	14.7	36.6	10.6	80	77	84	81
1905													
Januar . .	761.6	20.8	23.7	20.2	21.6	28.1	16.5	30.4	11.0	75	68	81	75
Februar . .	60.1	20.3	23.2	19.8	21.1	29.5	16.4	33.2	15.2	73	68	80	73
März . . .	61.7	19.6	22.7	19.7	20.7	25.5	16.5	28.0	15.0	82	72	82	79
April . . .	61.4	18.0	20.7	17.9	18.9	23.9	14.8	26.8	12.6	82	71	84	79
Mai	61.4	18.1	19.9	17.9	18.6	24.3	15.4	26.2	13.2	81	73	84	80
Juni	61.6	16.9	19.0	17.4	17.7	23.1	14.6	24.4	12.8	77	72	77	75
Juli	62.1	16.8	18.7	16.8	17.4	23.2	14.5	25.2	13.0	77	71	78	76
August . .	63.0	15.9	17.8	16.3	16.7	20.2	13.3	22.8	11.6	75	70	78	74
September .	62.9	16.6	18.7	16.7	17.3	20.3	13.5	23.2	12.2	73	68	77	73
Oktober . .	62.3	17.9	20.2	17.5	18.5	21.2	14.5	24.8	12.4	74	67	79	74
November .	62.5	18.9	21.7	18.2	19.6	23.8	14.8	27.8	12.8	71	65	80	72
Dezember .	61.9	19.8	23.2	19.2	20.7	24.9	15.9	28.4	14.4	72	64	78	71
Jahr	761.9	18.3	20.8	18.1	19.1	24.0	15.6	33.2	11.0	76	69	80	75

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Evanjelistas, 52°24′ SBr, 75°6′ W v. Gr., 53 m.

1905	Luftdruck Mittel	Temperatur 8a	2p	9p	Mittel	Mittl. Extreme		Absol. Extreme		Rel. Feuchtigkeit 8a	2p	9p	Regen- Menge	Max.	Tage
Januar . .	746.3	9.2	10.2	9.2	9.7	11.3	7.2	13.6	6.4	96	91	95	232	29	28
Februar . .	49.2	8.3	9.3	8.6	8.7	10.0	6.8	12.6	4.2	96	95	99	127	17	24
März . . .	44.7	8.8	9.4	8.4	8.9	10.4	7.0	15.0	4.0	91	95	92	310	34	28
April . . .	47.4	7.2	8.1	7.5	7.6	8.6	5.7	11.0	3.2	91	94	90	234	34	26
Mai	53.6	5.8	6.2	5.7	5.9	7.0	4.2	11.2	0.0	89	87	87	99	28	27
Juni	41.7	3.7	3.8	3.9	3.8	4.9	2.1	8 4	— 1.0	91	89	91	90	22	30
Juli	48.1	3.5	4.0	3.5	3.7	4.6	2.0	8.2	— 1.0	90	87	89	142	33	24
August . .	40.9	3.8	4.1	3.6	3.8	5.1	2.1	7.6	— 0.6	90	90	91	224	21	30
September .	43.7	3.6	3.9	3.7	3.7	5.2	1.8	7.8	— 2.4	92	91	92	221	26	29
Oktober . .	44.2	4.6	5.3	4.6	4.8	6.2	3.5	8.0	0.0	93	92	95	237	28	30
November .	47.3	6.1	6.7	6.2	6.3	7.4	4.6	9.2	1.6	96	95	96	454	60	29
Dezember .	46.5	6.4	7.4	6.7	6.8	8.3	5.1	12.6	2.8	96	95	96	268	39	27
Jahr	746.1	5.9	6.5	6.0	6.1	7.4	4.3	15.0	— 2.4	93	92	93	2638	60	332

Punta Arenas, 53°10′ SBr, 70°54′ W v. Gr., 10 m.

1905															
Januar . . .	748.9	14.9	17.9	16.1	16.3	19.9	6.9	27.0	4.0	62	57	62	34	22	6
Februar . .	49.7	12.6	14.8	12.5	13.3	16.0	5.9	23.0	2.5	68	64	66	45	26	6
März . . .	47.8	10.8	14.0	10.0	11.6	15.2	5.9	21.0	1.0	72	68	72	22	7	7
April . . .	50.1	7.2	9.9	7.6	8.2	10.0	4.6	16.0	2.0	75	67	74	59	27	9
Mai	55.7	3.7	5.4	3.8	4.3	6.1	2.0	9.0	— 3.0	82	80	82	34	20	2
Juni	44.3	0.9	2.1	0.7	1.2	2.5	— 1.7	6.0	— 6.0	82	82	83	123	27	9
Juli	53.8	0.7	3.5	1.2	1.8	3.6	— 1.8	10.0	— 7.0	81	81	82	49	12	6
August . .	43.8	1.4	4.9	2.1	2.8	5.3	— 0.5	9.0	— 5.0	82	78	81	51	18	6
September .	46.8	4.1	8.3	3.6	5.3	8.5	1.2	12.0	— 3.0	70	75	71	21	7	7
Oktober . .	46.9	7.5	10.0	5.6	7.7	10.9	3.1	14.0	— 2.0	69	69	70	24	5	8
November .	49.6	10.2	13.7	8.2	10.7	14.0	6.3	17.0	2.0	67	72	71	108	15	10
Dezember .	46.9	10.4	14.9	8.9	11.4	15.3	6.0	21.0	1.0	68	67	69	43	14	5
Jahr	748.7	7.0	9.9	6.7	7.9	10.6	3.5	27.0	— 7.0	73	72	74	613	27	81

Digitized by Google

Punta Dungeness, 52°23′ SBr, 68°25′ W v. Gr., 3 m.

1905	Luftdruck Mittel	Temperatur 8a	2p	9p	Mittel	Mittl. Extreme		Absol. Extreme		Rel. Feuchtigkeit 8a	2p	9p	Regen- Menge	Max.	Tage
Januar . . .	750.9	12.0	14.7	11.6	12.8	15.7	7.9	21.0	5.0	73	65	73	39	9	10
Februar . .	50.8	10.1	13.1	9.7	11.0	13.8	6.5	19.0	3.0	69	64	74	36	18	8
März . . .	49.8	9.7	12.7	9.6	10.7	13.2	5.9	17.0	1.8	77	72	76	51	27	8
April . . .	51.6	7.2	9.7	7.3	8.1	10.4	4.5	15.0	1.4	82	70	78	39	16	6
Mai	55.9	4.8	6.4	5.3	5.5	7.1	2.7	11.0	— 3.0	83	79	83	8	3	5
Juni	44.2	1.9	3.1	2.5	2.5	4.1	0.2	7.0	— 3.8	84	82	82	63	20	11
Juli	53.6	1.4	2.8	1.8	2.0	3.6	— 1.2	7.8	— 5.0	86	84	83	43	11	14
August . .	46.7	1.7	4.1	2.1	2.6	4.5	— 1.2	8.4	— 4.0	86	81	83	5	2	4
September .	48.7	3.4	6.8	3.5	4.6	7.5	0.1	14.4	— 4.0	80	77	80	0	0	0
Oktober . .	48.3	5.9	8.7	5.3	6.6	9.5	1.8	16.0	— 2.0	81	74	79	16	7	5
November .	50.8	9.0	11.0	8.3	9.4	12.5	3.7	17.0	1.0	81	82	84	15	3	12
Dezember .	48.9	9.5	12.5	9.2	10.4	13.7	6.2	20.0	— 1.0	80	78	85	13	2	11
Jahr	750.0	6.4	8.8	6.3	7.2	9.6	3.3	21.0	— 5.0	80	76	80	328	27	94

Niederschlag in zentralasiatischen Gebirgen. Durch die Zusammenstellung[1]) der Beobachtungen, die in Stationen Westturkestans ausgeführt wurden, wurde ich aufmerksam auf den großen Gegensatz, der in den Niederschlagsverhältnissen der Pamirgebiete einerseits, des Tienschangebirges andererseits sich äußert, ein Gegensatz, der allen Forschungsreisenden wohl bekannt ist, die beide Gebirgssysteme kennen. Beide Gebirgssysteme liegen einander nahe, im Herzen Asiens. Der Tienschan kann vielleicht als das kontinentalste Gebirge der Welt bezeichnet werden. Um so auffälliger ist die Tatsache, daß im Tienschan viel ergiebigere Niederschläge fallen als in den benachbarten Pamiren. Die Gletscherentwickelung ist im Tienschan viel mächtiger; in den höheren Lagen des Tienschan (2500 bis 3000 m nach Sewerzow) finden sich ausgedehnte Tannenwälder, während in den Pamiren Wald fehlt.

Beobachtungsstationen sind spärlich. Im Tienschan finden wir: Narynsk, 2015 m am Oberlaufe des Syr-Darja, und Prschewalsk, 1770 m am See Issyk-kul; in den Pamiren Khorog, 2105 m am Oberlaufe des Amu-Darja, Irkeschtam, 2850 m auf der Ostabdachung der Pamire, Pamirski-Post, 3640 m auf der Pamir-Hochsteppe. Die Beobachtungen erstrecken sich durchschnittlich auf 10 Jahre.

Die Beobachtungen selbst ergeben folgende Mittel:

Niederschlag in Millimetern.

	Jahr	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Prschewalsk	452	46	128	183	95
Narynsk	288	33	103	110	42
Khorog	229	74	78	21	56
Irkeschtam	176	18	51	83	24
Pamirski-Post	62	12	13	28	9

Die Niederschläge sind in dem mehr nördlich, kontinentaler gelegenen Tienschan erheblich größer. In beiden Gebieten fällt der meiste Niederschlag gegen Ende des Frühjahrs und zu Beginn des Sommers, im Gegensatze zu den niedrigeren Gebieten Westturkestans, wo ausgesprochene Frühlingsniederschläge fallen, während in Ostturkestan Sommerniederschläge vorherrschen.

Auch die Zahl der Niederschlagstage ist im Tienschan viel größer. Im Jahresmittel ergibt sich:

	Prschewalsk	Narynsk	Khorog	Irkeschtam	Pamirski-Post
Niederschlagstage . . .	96	106	47	72	34

Während in Khorog vier Monate ohne Niederschlag bleiben können, in Irkeschtam und Pamirski-Post drei Monate, ist die Dauer der längsten Trockenperiode in Prschewalsk nur mehr ein Monat. Auch die Zahl der ganz heiteren Tage ist in den Pamiren viel größer als im Tienschan.

Wem es unstatthaft erscheint, die Beobachtungen so wenig zahlreicher Stationen als charakteristisch für die ganzen, ungeheuer großen Gebirgsgebiete zu bezeichnen, der möge bedenken, daß der Gegensatz zwischen Tienschan und Pamir sich, wie gesagt, noch viel schärfer in Firnbedeckung und Baumwuchs ausspricht. Jedenfalls steht man vor der rätsel-

[1]) Zur Meteorologie von Westturkestan. Denkschriften der k. Akademie der Wissenschaften, Bd. LXXXI, Wien 1908.

Digitized by Google

haften, paradoxen Erscheinung, daß das am kontinentalsten gelegene Gebirge der Welt viel niederschlagsreicher ist als ein benachbartes, ebenso hohes Gebirgssystem.

Dieser Gegensatz ist schwer zu deuten. Am nächsten liegend wäre die Annahme, daß im Tienschan andere Winde vorherrschend sind wie in den Pamiren. Die Beobachtungen der genannten Stationen sprechen dagegen. In den Pamiren überwiegen S, SW und W (am häufigsten SW), im Tienschan SE, S und W (am häufigsten SE). Im Tienschan überwiegen also jene Winde, die zuerst die Wüsten und Steppengebiete West- und Ostturkestans und die Pamire überweht haben.

Die letztgenannten Gebiete sind ungemein trockene Länder mit sehr starker Verdunstung, was auch für den Hochpamir gilt. Die Winde, die über diese Gebiete streichen, nehmen das verdunstende Wasser auf und treffen dann in ihrem weiteren Zuge auf die gewaltige Kette des Tienschan, wo das Wasser wieder abgegeben wird. Im Winter und zu Beginn des Frühlings liegt die untere Wolkengrenze tief; um diese Jahreszeit fällt am meisten Niederschlag in der westlichen Randzone der beiden Gebiete (Samarkand, Dschisak, Margelan, Taschkent, Aulie Ata). Die Temperaturen sind im Winter sehr tief, so daß bei dem Aufsteigen der Luft an den Gebirgen bald Kondensation eintritt. Um diese Zeit sind die Niederschläge in den höheren Lagen der Gebirge geringfügig. Im Spätfrühling und Sommer hingegen ist die Temperatur in der Niederung sehr hoch, die Verdunstung sehr groß. Die untere Wolkengrenze rückt viel höher, so daß die Gebirge Sommerregen haben. Die Südwestwinde nun, die über die Steppen und Wüsten Westturkestans gegen den Tienschan wehen, nehmen das in der Niederung verdunstende Wasser auf und setzen es im Tienschan wieder ab. Jene Südwestwinde aber, die über die Pamire streichen, passieren vorher hohe Gebirge, das nordiranische Randgebirge und den Hindukusch. Zwischen diesen Gebirgen und den Pamiren liegt jedoch kein flaches Steppenland, sondern ein reich verzweigtes Bergsystem stellt die Verbindung her. Durch das Überwehen dieser Gebirge verlieren die Luftströmungen ihren Wassergehalt und kommen trocken in den Pamir. Der Unterschied zwischen Tienschan und Pamir wäre also so zu erklären, daß die vorherrschenden Südwestwinde im Tienschan Steppen mit starker Verdunstung, im Pamir aber hohe, Niederschläge begünstigende Gebirge passieren. Auf diese oder wenigstens eine ähnliche Ursache würde auch der Umstand hinweisen, daß der Tienschan östlich vom Khan Tengri viel ärmer an Niederschlägen zu sein scheint als die westlichen Gebiete, eine Erscheinung, die sich in großartigerer Weise z. B. auch im Kaukasus zeigt.

Bei Erklärung des Unterschiedes in den Niederschlagsverhältnissen des Tienschan und der Pamire darf man auch folgenden Umstand nicht außer acht lassen: Der Hochpamir stellt im großen und ganzen eine Hochsteppe dar, der relativ niedrige Bergketten aufgesetzt sind; die größten Höhen finden sich in den Randgebirgen. Die Abdachung gegen W ist sehr langsam. Der Tienschan hingegen ist nach allem, was ich an Schilderungen und Bildern kenne, ein gewaltiges, steil ansteigendes Kettengebirge. Es ist wohl kein Zweifel, daß bei den Kondensationsprozessen, die im Gebirge vor sich gehen, die Neigung der Berghänge einen großen Einfluß übt. An steilen Hängen ist das Aufsteigen der Luftströmungen rascher als an sanft geneigten Hängen.

Es wäre zu wünschen, daß regelmäßige meteorologische Beobachtungen auch in höheren Regionen des Tienschan angestellt würden. Was bis jetzt vorliegt, kann höchstens als Unterlage für mehr oder minder haltlose Vermutungen angesehen werden. Noch schwieriger ist die Frage, welche Ursachen die zunehmende Austrocknung Turkestans bedingen. Die Tatsachen, die eine rasch vor sich gehende Austrocknung Turkestans beweisen, hat Franz v. Schwarz zusammengestellt[1]). Hier sei nur bemerkt, daß innerhalb weniger Jahrzehnte die 130 km lange Bucht Aibugir des Aralsees vollkommen ausgetrocknet ist. Es ist wohl kaum anzunehmen, daß in Turkestan, insbesondere in den Gebirgen, der Niederschlag innerhalb so kurzer Zeit in so starker Weise abgenommen hätte, um eine so rasche Austrocknung zu erklären. Ist aber die Niederschlagsmenge gleich geblieben, so könnte nur die Verdunstung zugenommen haben. Letzteres scheint insbesondere für die Pamirgebiete wahrscheinlich. Die gewaltigen jahreszeitlichen und täglichen Temperaturunterschiede destruieren auf das stärkste den Erdboden, erreichten in dem bereits waldlosen Gebiete den Humusboden, der durch die Schneeschmelze im Frühling abgeschwemmt wird. Im Landschaftsbilde der

[1]) Turkestan, die Wiege der indogermanischen Völker. Freiburg 1900.

Digitized by Google

turkestanischen Gebirge dominiert Fels und Schutt. Felsboden, der sich tagsüber ungemein erwärmt, läßt jedoch Wasser rascher verdunsten als Humus. Durch die Zerstörung des letzteren ist die Vergrößerung der Verdunstung bedingt. H. v. Ficker.

Beziehungen zwischen Gewitterzügen und stärkeren Niederschlägen. In den kürzlich erschienenen Ergebnissen der preußischen Gewitterbeobachtungen in den Jahren 1903, 1904 und 1905 habe ich die Witterungsvorgänge in Norddeutschland am 2. Juni 1903 näher untersucht, da sich hier das Zusammentreffen verschieden gerichteter Gewitterzüge recht genau verfolgen ließ. Die beobachteten Erscheinungen waren teilweise so charakteristisch, daß sie wohl einige allgemeinere Schlußfolgerungen gestatten.

Am genannten Tage zog sich eine breite, aber flache Luftdruckfurche von Skandinavien quer über Mittel- und Westdeutschland bis nach Frankreich hin. Auf der Ostseite dieser Rinne betrugen die Gradienten kaum 0.5 mm, dagegen rückte von der Nordsee her ein Hochdruckgebiet vor und steigerte die an den vorhergehenden Tagen auch im W schwachen Gradienten hier auf durchschnittlich 3 mm. Von NW drang daher eine ziemlich heftige Luftströmung in das Gebiet der Druckfurche ein, und das Fortschreiten dieser Strömung war begleitet von breiten Frontgewittern. Mindestens zwei Gewitterzüge benutzten diese Bahn. Der erste Zug wird schon um 6^a auf den friesischen Inseln und an der Elbmündung bemerkt; er rückt mit einer Geschwindigkeit von 40 km p. h. nach SE vor und hat um 11^a eine 550 km breite Front, die von Rügen bis nahe an den Rhein reicht. Der mittlere Teil der Front tritt zwischen 5 und 6^p auf bayerisches und sächsisches Gebiet über, während die beiden Flügel größtenteils schon vorher erloschen sind. Genau in der Spur dieses Zuges, und zwar annähernd zwei Stunden nach dessen Vorübergang, bilden sich neue Gewitter in Mecklenburg und Westfalen, welche auch weiterhin dieselbe Bahn behalten, aber sehr viel mehr Lücken aufweisen. Eine zweite Gruppe von Gewittern, mit Zug aus W bis WSW, scheint eng verbunden zu sein mit den Depressionskernen, die innerhalb der Druckfurche erkennbar sind. Auch hier ließen sich zwei Gewitterzüge in Abständen von $1^1/_2$ bis $1^3/_4$ Stunden unterscheiden, die aus Belgien und Luxemburg oder noch weiter westwärts kommend ohne Geschwindigkeitsänderung den Rhein in den letzten Vormittagsstunden überschreiten und am rechten Ufer mit den aus NW kommenden Gewittern zusammentreffen. Schließlich ist noch eine dritte Gruppe von Gewittern zu nennen, die in Ostpreußen oder Rußland ihren Ursprung hatten und gleichfalls zur Druckfurche hinzogen, d. h. nach W bis NW, also nahezu entgegengesetzt, wie die vorher genannten Gewitter. Es scheint, daß in Hinterpommern ein Zusammentreffen der entgegengesetzten Strömungen stattgefunden hat.

Die Gewitterzugrichtungen haben sich im allgemeinen mit großer Sicherheit beobachten lassen, da das Gewölk nicht sehr umfangreich war und sich der Himmel bald wieder aufheiterte. Die Niederschläge waren meist geringfügig; an einem Drittel der Regen meldenden Stationen fiel innerhalb 24 Stunden nur 1 mm Regen oder weniger, jedoch traten inselartige Gebiete mit sehr starken oder gar wolkenbruchartigen Regengüssen hervor. Die gewaltigen Gewitterregen am Einfluß der Sieg in den Rhein und am Siebengebirge (in Königswinter in etwa $3^1/_2$ Stunden 131.5 mm, in Siegburg 100.3 mm, Honnef 93.7 mm) waren sogar die erste Veranlassung zu dieser Untersuchung [1]). Weitere bemerkenswerte Niederschlagsgebiete lagen unter anderen im Kreise Ottweiler an der pfälzischen Grenze, an der unteren Lahn, an der oberen Ruhr (Kirchveischede 87.1 mm in fünf Stunden, Rüthen 66.9 mm Tagesmenge, davon 56 mm in 50 Minuten), an der mittleren Weser, im Südharz, in der Lüneburger Heide, auf der mecklenburgischen und hinterpommerschen Seenplatte, an der mittleren Oder und in Masuren. Auch die Hagelzonen traten — wenigstens in West- und Mitteldeutschland — ganz zerstreut und nicht in regelmäßig fortschreitenden Fronten auf. Ferner ist bemerkenswert, daß in den am meisten betroffenen Gebieten nur ganz schwacher Wind oder Windstille beobachtet wurde; die starken Nordwestwinde setzten erst erheblich später als die schweren Niederschläge ein. Dagegen sind in Ostpreußen bei den aus E

[1]) Eine genaue kartographische Darstellung dieser Niederschläge in den Provinzen Rheinland, Westfalen und Hessen-Nassau ist in den preußischen „Ergebnissen der Niederschlagsbeobachtungen im Jahre 1903“, S. 37, gegeben.

Digitized by Google

kommenden Gewittern sowohl Bö- als Hagelfronten anscheinend gut entwickelt gewesen; darauf deutet z. B. der große Hagelschaden in einigen Kreisen.

Es lag nahe, zu untersuchen, in welcher Beziehung die Gebiete mit stärkeren Niederschlägen oder Hagel zu den verschieden gerichteten Gewitterzügen standen, denn wohl selten treten diese Phänomene räumlich und zeitlich so scharf begrenzt hervor. Mit großer Wahrscheinlichkeit ließ sich nachweisen, daß stärkere Regenfälle fast ausnahmslos mit dem Einbrechen der kalten nordwestlichen Luftströmung in stark erwärmte Gegenden zusammenhingen, daß es aber zu wolkenbruchartigen Niederschlägen nur dort kam, wo die Gewitterzüge aus NW mit anders gerichteten sich kreuzten. Die Beobachtungen der einzelnen Berichterstatter sind in so guter Übereinstimmung, daß an der Kreuzung zweier mächtiger Luftströmungen nicht gezweifelt werden kann. Noch typischer liegen die Verhältnisse in Ostdeutschland. An zwei Stellen (in Hinterpommern und an der mittleren Oder) in den Kreisen Ost- und West-Sternberg kamen direkt entgegengesetzte Gewitterzüge — aus NW bis WNW und aus E bis ESE — so nahe aneinander, daß nicht mehr zu entscheiden war, ob die Schlußisobronte zum westlichen oder östlichen Zuge gehörte. In beiden Gegenden fielen zu jener Zeit sehr heftige Platzregen (Sternberg 47.6 mm).

Die Entstehung von Hagelfällen war dagegen offenbar nicht an die eben geschilderten Bedingungen geknüpft; sie treten auch ohne Mitwirkung von Gewitterzügen aus verschiedenen Richtungen auf, jedoch bevorzugen sie ganz offenkundig Ränder und Lücken von Gewitterfronten. Trabert und Prohaska haben früher ähnliche Beobachtungen mitgeteilt. Verschiedene Umstände sprechen dafür, daß die Hagelfälle mit Neubildungen von Gewittern zusammenhängen. Auffallend schwankend war die Geschwindigkeit derjenigen Gewitterzüge, in welchen sich häufig Hagel bildete. Ein direkter Einfluß örtlicher (orographischer oder hydrographischer) Verschiedenheiten war stellenweise angedeutet, jedoch in verschiedenem Sinne; von größerer Wichtigkeit schien die Ausbildung kleiner, wohl durch Temperaturunterschiede veranlaßter Depressionen zu sein, welche die Gewitterzüge aufhalten oder eratische Gewitter entwickeln. Inwieweit hierbei eine indirekte Wirkung örtlicher Verschiedenheiten mitspielte, ließ sich nicht entscheiden.

Schließlich möge noch darauf hingewiesen werden, daß die Entstehungsursache der verschieden gerichteten Gewitter zweifellos nicht dieselbe gewesen ist. Für die Entwickelung der Ostgewitter sind die ungehinderte Sonnenstrahlung und die starke Bodenerwärmung ganz vorwiegend, vielleicht ausschließlich maßgebend. Die Westgewitter sind jedenfalls auch abhängig von den hohen Temperaturen am Erdboden: für die Fortbewegung und Ausbreitung sind jedoch auch die dynamischen Vorgänge in der Luftdruckrinne von großem Einfluß gewesen. Die Nordwestgewitter sind dagegen in erster Linie durch starke obere Gradienten verursacht worden. R. Süring.

Literaturbericht.

Kircher, E.: Messungen der Elektrizitätszerstreuung in Saalfeld im Jahre 1907 und Ergebnisse der Untersuchungen über Radioaktivität der Bodenarten in der Umgebung des Beobachtungsortes. Saalfeld 1908. 4°. 60 S. (Wiss. Beilage zum Jahresbericht des Herzogl. Realgymnasiums zu Saalfeld.)

Es ist eine sehr erfreuliche Erscheinung, daß zur Erforschung der luftelektrischen Probleme in der letzten Zeit immer häufiger auch von solchen Seiten Beiträge geliefert sind, die nicht von vornherein durch ihren Beruf zu derartigen Arbeiten geführt werden. Wenn eine so mühevolle, sorgfältige und gründliche Untersuchung wie die vorliegende von einem praktischen Schulmanne ausgeführt wird, so ist das in mehrfacher Hinsicht zu begrüßen. Einmal zeugt es davon, daß das Interesse an wissenschaftlicher Forschung auch in dem praktischen Berufe nicht erstorben ist, und sodann darf man wohl annehmen, daß von diesem Interesse eine Übertragung auch auf die Schüler stattfinden muß.

Digitized by Google

Der Inhalt der Abhandlung besteht in folgendem:

I. Einführung in die neueren Anschauungen über die Ursachen der Luftelektrizität.
   1. Das elektrische Elementarquantum.
   2. Ionisierung der Gase.
   3. Kathoden- und Kanalstrahlen.
   4. Röntgen- und Becquerelstrahlen.
   5. Die elektrische Leitfähigkeit der Atmosphäre. Niederschlags- und Gewitterelektrizität.
   6. Die Ebertsche Theorie des normalen atmosphärischen Potentialgefälles und der negativen Erdladung.

II. Messungen der Elektrizitätszerstreuung im Jahre 1907.
   1. Art und Methode der Beobachtung.
   2. Beobachtungsmaterial.
   3. Diskussion des Beobachtungsmaterials, insbesondere im Hinblick auf die Ebertsche Theorie der negativen Erdladung.

III. Ergebnisse der Untersuchung von Bodenproben im Weichbilde der Stadt Saalfeld auf Radioaktivität.

Teil I bietet naturgemäß nichts besonders Neues und ist auch wohl hauptsächlich für Leser berechnet, welche bisher den luftelektrischen Forschungen ferner standen. Für solche ist er auch als eine sehr geeignete Einführung in das Verständnis des luftelektrischen Problems zu bezeichnen. In Teil II findet sich nach einigen Angaben über den Beobachtungsort und einer kurzen Beschreibung des gebrauchten Zerstreuungsapparates nach Elster und Geitel die Mitteilung des gesamten Beobachtungsmaterials, das sich über ein volles Jahr erstreckt. Da die Zerstreuungsbeobachtungen wohl von vorherein von dem Gesichtspunkte aus angestellt wurden, daß sie zur Prüfung eines Zusammenhanges der luftelektrischen mit den meteorologischen Erscheinungen, besonders aber auch zur Prüfung der Ebertschen Theorie der Erdladung dienen sollten, so fanden nebenbei auch noch recht sorgfältige Messungen des Luftdrucks, der Temperatur, der relativen Feuchtigkeit, des atmosphärischen Potentialgefälles, sowie Schätzungen der Durchsichtigkeit der Luft (nach einer willkürlichen Skala) und der Stärke der Luftbewegung statt. Die Beobachtungszeit war stets 11^a bis 1^p, die Zahl der Beobachtungstage betrug 288, die der Einzelmessungen 666. Bei der Diskussion des Materials, die sich auf den jährlichen Gang der Elektrizitätszerstreuung und einen Vergleich desselben mit demjenigen anderer Stationen (Kremsmünster und Wolfenbüttel), auf die Beziehungen zwischen Elektrizitätszerstreuung einerseits und Luftdruck, Temperatur, relativer Feuchtigkeit und Potentialgefälle andererseits bezieht, ergibt sich durchweg eine Bestätigung der Resultate, die schon anderweitig gefunden waren. Insbesondere sind die Ergebnisse der Beobachtungen in Saalfeld auch mit der Ebertschen Theorie sehr wohl in Einklang zu bringen.

Die in Teil III mitgeteilte Untersuchung von Bodenproben wurde mit Hilfe des Elster-Geitelschen Universalapparates ausgeführt; als Vergleichskörper diente Fango aus Battaglia. Auf Grund der hier gewonnenen Ergebnisse und der regelmäßigen Zerstreuungsmessungen berechnet Verfasser nun zuletzt, wieviele negative Ionen sich im Laufe eines Tages auf 1 qm Erdoberfläche ansammeln werden. Er kommt auch hier zu einem Resultate, das die Ebertsche Erklärung der steten Ergänzung der Erdladung wohl verständlich macht.

G. Lüdeling.

Mylius, Ernst: Volkswetterkunde, Witterungstypen und Witterungskatechismus für Nord- und Mitteldeutschland. Berlin, O. Salle, 1908. 8°. 40 S., 3 Tabellen. Preis 1 *M.*

Würde der Inhalt dem Titel streng entsprechen, so könnte an dieser Stelle wahrscheinlich auf eine Besprechung verzichtet werden. Was jedoch hier geboten wird, sind im wesentlichen die Erfahrungen, welche ein häufig auf der Ostsee segelnder Naturfreund über die dortigen Wind- und Wolkenverhältnisse und deren Folgeerscheinungen gesammelt hat. In den Ausführungen verrät sich eine ungemein scharfe Beobachtungsgabe, und die Schrift wird namentlich beachtenswert durch die Art, wie der Verfasser seine Erfahrungen ver-

Digitized by Google

wertet hat. Wenn wir eine größere Zahl solcher Veröffentlichungen hätten, würde die sogenannte „praktische" Witterungskunde vielleicht weiter fortgeschritten sein.

Der Verfasser pflegt einen beträchtlichen Teil seiner freien Zeit auf einem kleinen Fahrzeug auf See zuzubringen, so daß er fast gänzlich auf seine Lokalprognose angewiesen ist. Für diese hat er sich nun die Grundlage dadurch geschaffen, daß er jahrelang von den hauptsächlichsten Luftstimmungen, den Morgen- und Abendhimmeln und der Tagesbewölkung Aquarellbilder anfertigte und mit Notizen über die sonstigen meteorologischen Beobachtungen, namentlich auch über die Witterung vorher und nachher, versah. Seine Wolken-Aquarelle, von denen ein großer Teil auf der Mailänder Weltausstellung 1906 zu sehen war, haben durch ihre zarte und naturwahre Farbentönung den uneingeschränkten Beifall aller Meteorologen gefunden. Diese Bilder zu reproduzieren, war leider unmöglich, und die vom Verfasser durch solche Wolkenstudien erworbenen Erfahrungen konnten somit nicht unmittelbar mitgeteilt werden. Verfasser glaubt nämlich durch den angedeuteten Weg der Beobachtung auch ohne die wissenschaftliche Prognose in einer für seine praktischen Zwecke völlig ausreichenden Weise in die Lage versetzt zu sein, „an jedem Morgen die Witterung des kommenden Tages fast mit Sicherheit, am Abend des Vortages mit Wahrscheinlichkeit vorauszusehen, um sich in seinen Maßnahmen danach zu richten. Allerdings genügt dazu nicht die mechanische Anwendung einiger einfacher Wetterregeln, sondern es ist ein Miterleben der jeweiligen Witterung und die dauernde Beobachtung von Tag zu Tag und, wenn möglich, ungehinderter Blick auf den Horizont erforderlich."

Von den Grundregeln des Herrn Mylius dürften die nachfolgenden am wichtigsten sein: „Man kann mit Sicherheit annehmen, daß jeder Wetteränderung (bei allgemeiner und ausgebreiteter Änderung 6 bis 12 Stunden, bei lokalen Änderungen 2 bis 6 Stunden) Veränderungen in der Luftstimmung (d. h. Grad der Durchsichtigkeit, Himmelsfarbe, Bewölkung) zuerst am Horizont und später auch in höheren Winkeln, vorausgehen. Solange solche Anzeichen nicht vorhanden sind, ist auf Fortbestehen der herrschenden Witterung zu rechnen." Ferner: „Schlechtem Wetter, insbesondere der Neigung zu Niederschlägen, gehen immer mehrschichtige Wolken voraus und fast immer folgen sie ihm eine kurze Zeit nach. Einfache Wolkenschichtung dagegen und wolkenloser Himmel deuten auf ruhige trockene Witterung. Allgemeine Trübung des Himmels ist hierbei als Wolkenschicht zu rechnen, Nebel aber als Wolkenschicht nicht anzusehen." Diese Regeln werden wohl trotz einiger in den weiteren Ausführungen gemachten Einschränkungen — z. B. für schönes Wetter bei abends sich auflösenden Cumuluswolken, die unter einer höheren Wolkenschicht schweben — noch einer schärferen Fassung bedürfen, wenn sie auch außerhalb des Ostseegebietes, z. B. für das hügelige Binnenland, Geltung haben sollen.

Verfasser stellt weiterhin einige Witterungstypen auf und gibt Regeln an, nach welchen jedermann, falls er den bisherigen Witterungsverlauf gut verfolgt hat und früh am Morgen nach dem Wetter und dem Barometer sieht, beurteilen soll, ob und wie sich der Witterungstypus innerhalb der nächsten 12 Stunden ändert. Am Schlusse der Schrift werden diese Regeln als „Witterungskatechismus" tabellarisch zusammengestellt. Gegen diese Witterungstypen, ebenso wie gegen verschiedene Sätze des Verfassers kann eine meteorologische Kritik mancherlei Einwendungen machen, jedoch soll hier davon abgesehen werden, denn für den Verfasser war in erster Linie das praktische Interesse maßgebend, und die hierdurch bedingte kurze und bestimmte, dem Laien so sympathische Ausdrucksweise läßt sich in der Tat manchmal schwer mit wissenschaftlicher Genauigkeit vereinigen. Jedoch muß Einspruch erhoben werden gegen den Satz „Wie aber die Lokalbeobachtungen zu machen sind und auf welchem Wege ein erfahrener Naturmensch zu seinen Wetterprophezeiungen gelangt, ist von niemand zu erfahren gewesen". Die Literatur hierüber ist doch nicht allzu schwer einzusehen, und der Verfasser würde z. B. in dem Buche von Abercromby-Pernter „Das Wetter" oder in Max Möllers „Wetterberater" mancherlei gefunden haben, das er für seine Schrift hätte benutzen können.

R. Süring.

Digitized by Google

Bibliographie.

van Bemmelen, W.: Over den regenval op Java. Uitkomsten der waarnemingen op ruim zevenhonderd stations op Java in het tijdperk 1879 tot 1905. Batavia 1908. Fol. 2 Bl., 83 S., 5 Taf. Titel u. Text in holländ. und englischer Sprache.

—: Registration of the earth-current at Batavia. (2nd Part). 8°. 8 S. S.-A. Proc. Kon. Ak. v. Wetenschappen te Amsterdam 1908.

—: The starting impulse of magnetic disturbances. 8°. 10 S. 1 Taf. S.-A. Proc. Kon. Ak. v. Wetenschappen te Amsterdam 1908.

Magnetische und meteorologische **Beobachtungen** an der k. k. Sternwarte zu Prag im Jahre 1907. Auf öffentl. Kosten herausg. von L. Weinek. 68. Jahrgang. Prag 1908. 4°. IV, 47 S.

Deutsche Überseeische Meteorologische **Beobachtungen.** Gesammelt und herausgegeben von der Deutschen Seewarte mit Unterstützung des Reichs-Kolonial-Amts. Heft XV und XVI. Gesammelt und bearbeitet von P. Heidke, die ostafrikanischen Beobachtungen gesammelt von C. Uhlig und G. Castens. (Hamburg 1908). 4°. 3 Bl., 129 S., 2 Taf.

Bracke, A.: La station météorologique de Mogimont. Installations. (Publications de la station météorologique de Mogimont No. 1). Mons (1908). 8°. 16 S. 1 Tabelle.

Chree, C.: Magnetic declination at Kew Observatory 1890 to 1900. London, Dulau 190-. 4°. S.-A. Philos. Trans., Series A. Vol. 208, S. 205—246. Preis 2 s.

Expédition antarctique belge. Résultats du voyage du S. Y. Belgica en 1897—98—99 sous le commandement de A. de Gerlache de Gomery. Rapports scientifiques. Océanographie. Relations thermiques. Rapport sur les observations thermométriques faites aux stations de sondages par Henryk Arctowski et Hugh Robert Mill. Anvers 1908. 4°. 36 S., 4 Taf.

—: Géologie. Les glaciers. Glaciers actuels et vestiges de leur ancienne extension par Henryk Arctowski. Anvers 1908. 4°. 74 S., 18 Taf.

Field, J. H.: Kite flights made at Belgaum during the premonsoon and monsoon periods in 1906. Calcutta 1908. Fol. (Memoirs of the Indian Met. Depart., Vol. XX, Part 2, S. 17—32, 16 Taf.). Preis 1 Rupee.

Fischer, Karl: Die Sommerhochwasser der Oder von 1813 bis 1903 mit besonderer Behandlung der Hochwasser vom Juni/Juli 1902 und Juli 1903. Berlin, E. S. Mittler u. Sohn 1907. 4°. VI, 101 S., 16 Tafeln. S.-A. Jahrbuch für Gewässerk. Norddeutschlands. Besondere Mitt. Bd. 1, Nr. 6.

Gold, Ernest: Barometric gradient and wind force. Report to the Director of the Meteorological Office on the calculation of wind velocity from pressure distribution and on the variation of meteorological elements with altitude. Published by the authority of the Meteorological Committee. Official copy. No. 190. London 1908. 4°. 44 S., 15 Taf. Preis 2 sh. 6 d.

Jahrbuch des k. k. hydrographischen Zentralbureaus. XIII. Jahrgang. 1905. Hydrographischer Dienst in Österreich. Fol. 15 Hefte in Mappe.

Jahrbuch des Norwegischen Meteorologischen Instituts für 1907. Herausg. von H. Mohn. Kristiania 1908. 4°. XII, 122 S.

Kähler, Karl: Registrierungen der Niederschlagselektrizität mit dem Benndorf-Elektrometer. (Vorläufige Mitteilung aus dem Meteorologisch-Magnetischen Observatorium Potsdam). Leipzig 1908. 4°. 3 S. S.-A. Physik. Zeitschr. 9. Jahrg. No. 8.

Kiewel, O.: Ergebnisse der Höhenmessungen von Prof. A. Philippson im südwestlichen Kleinasien im Jahre 1904. 8°. 19 S. — S.-A. Zeitschr. der Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1908.

Klengel, Friedrich: Die Niederschlagsverhältnisse von Deutsch-Südwestafrika. In drei Abschnitten. Leipzig, Roth u. Schunke 1908. 8°. 3 Bl., 72 S. S.-A. Das Wetter. Jahrg. 1906, 1: 07, 1908.

Kurz, Karl: Die Beeinflussung der Ergebnisse luftelektrischer Messungen durch die festen radioaktiven Stoffe der Atmosphäre. Gießen 1907. 8°. 2 Bl., 72 S. Dissert. Gießen. Preis 2.40 ℳ.

Langbeck, K.: Die Gewitter des 5. Juli 1905. Berlin 1908. 4°. S.-A. Ergebnisse der Gewitter-Beob. in den Jahren 1903, 1904 und 1905. S. XX—XXXI, 3 Taf.

Luyken, K.: Die absoluten erdmagnetischen Beobachtungen der Kerguelen-Station. Berlin 1908. 4°. S. 75–187, 7 Tafeln. S.-A. Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903. VI. Band. Erdmagnetismus II. Band.

Observations météorologiques faites à Tananarive par le R. P. E. Colin. XVIII volume. 1906. Tananarive 1908. 8°. VI, 273 S.

Meteorological **observations** made at the Hongkong Observatory in the year 1907. Hongkong 1908. Fol. 1 Bl., 12, 108 S., 2 Taf.

Osservazioni meteorologiche fatte negli anni 1903—04—05 all' Osservatorio Geofisico della R. Università di Modena, calcolate dall' Ing. Angelo Manzini. Modena 1907. Fol. 143 S. Pubblicazioni del R. Osservatorio Geofisico di Modena No. 19.

Schmid, Friedrich: Das Zodiakallicht. Ein Versuch zur Lösung der Zodiakallichtfrage. Leipzig, Wilhelm Engelmann 1908. 8°. S.-A. — Beiträge zur Geophysik. Herausg. von Prof. Dr. Georg Gerland. Bd. IX, Heft 2, S. 113—151, 1 Taf.

Schuster, Arthur: The diurnal variation of terrestrial magnetism. London, Dulau 1908. 4°. S.-A. Philos. Trans., Series A. Vol. 208, S. 163—204. Preis 2 s.

Süring, R.: Die Gewitter vom 2. Juni 1903, mit besonderer Berücksichtigung ihrer Beziehungen zu stärkeren Niederschlägen und Hagelfällen. Berlin 1908. 4°. S.-A. Ergebnisse der Gewitter-Beob. in den Jahren 1903, 1904 und 1905. S. XIII—XIX, 2 Taf.

—: Die verheerenden Gewitter und Regenfälle in Norddeutschland vom 20. bis 24. Mai 1908. (Mitteilung aus dem Kgl. Preuß. Meteorologischen Institut). Berlin 1908. 8°. 9 S. S.-A. Das Wetter. Jahrg. 1908. Heft 6.

Oceanographische en meteorologische **waarnemingen** in den Indischen Oceaan. September, October, November (1856—1904). I. Tabellen. Utrecht, Kemink & Zoon 1908. 4°. XIII, 190 S. II. Kaarten. 4° qu. 25 Karten auf 15 Tafeln. Kon. Nederlandsch Meteorologisch Instituut. No. 104. Titel und Text in holländ. u. franzõs. Sprache.

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Sann Diapositiv-Folien

mit Auskopieremulsion.

Das beste Material zur Herstellung von Projektions-, Fenster- u. Stereoskopbildern. Einfachste Handhabung.

Größe	8,5 : 8,5	9 : 12	8,5 : 17	13 : 18 cm
6 Stück	—,80	1,20	1,60	2,20 ℳ
12 „	1,50	2,20	3,—	4,20 „

Proben kostenfrei durch die Fabrik; Bezug nur durch die photographischen Handlungen.

* **Heinrich Sann, Radebeul-Dresden.**

Günther & Tegetmeyer, Braunschweig

Werkstatt für wissenschaftliche u. technische Präzisions-Instrumente.

Weltausstellung St. Louis 1904 Goldene Medaille.

Transportable Apparate zur Beobachtung der atmosphärischen Elektrizität nach **Exner**. Elektroskope mit innerer Isolation aus Bernstein, Natriumtrocknung und Einrichtung zum parallaxenfreien Ablesen (D. R. G. M.). Apparate zur Messung der Elektrizitätszerstreuung in der Luft. Zambonische Säulen. Hochspannungs-Trockensäulen (D. R. G. M.). Instrumentarien zur Bestimmung der Radioaktivität von Luft- und Bodenproben. Quadrantenelektrometer. Aktinometer nach **Elster** und **Geitel**. Hochspannungselektroskope (**Braun**sches Prinzip) mit innerer Isolation und Natriumtrocknung nach **Elster** und **Geitel**. Transportable Elektronen-Aspirationsapparate nach **Ebert** nebst Zusatzkondensatoren zur Bestimmung der Ionengeschwindigkeiten und des elektrischen Leitvermögens der Luft nach der Methode **Mache**. Kondensatoren nach **Harms** zur Bestimmung der Kapazitäten von Elektrometern. Fontaktoskope nach **Engler** und **Sieveking**. Phototheodolite nach **Koppe** für Astronomie, Topographie und Meteorologie Astrophototheodolite nach **Marcuse**.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Die Gletscher

von

Prof. Dr. **Hans Hess.**

Gr. 8°. XI und 426 Seiten. Mit 8 Vollbildern, zahlr. Abbildungen im Text und 4 Karten. Preis ℳ 15.—, geb. in Leinwand ℳ 16.—.

Das Buch behandelt das Gletscherphänomen in seinen wesentlichsten Zügen auf Grund der bis in die jüngste Zeit gewonnenen Forschungsergebnisse und enthält nicht nur eine Übersicht von bisher Bekanntem, sondern bietet auch an vielen Stellen Neues, was sowohl die wissenschaftlichen Kreise, die an den Fortschritten der Gletscherkunde interessiert sind, wie auch die große Zahl der Naturfreunde, welche auf ihren Wanderungen in die Gletscherregion kommen, in fesselnder Weise anregen und belehren wird.

Zahlreiche Illustrationen und die wertvollen Kartenbeilagen unterstützen die Ausführungen des Verfassers, der sich um die vor allem in den Alpen erzielten Ergebnisse der Gletscheruntersuchungen wesentliche Verdienste erworben hat.

Friedr. Vieweg & Sohn

Braunschweig.

Buchdruckerei, Buchbinderei,
Schriftgießerei, Stereotypie,
Galvanoplastische und Xylographische Anstalt.

Kataloge, Preislisten, Broschüren, Illustrationen,
Galvanos usw.

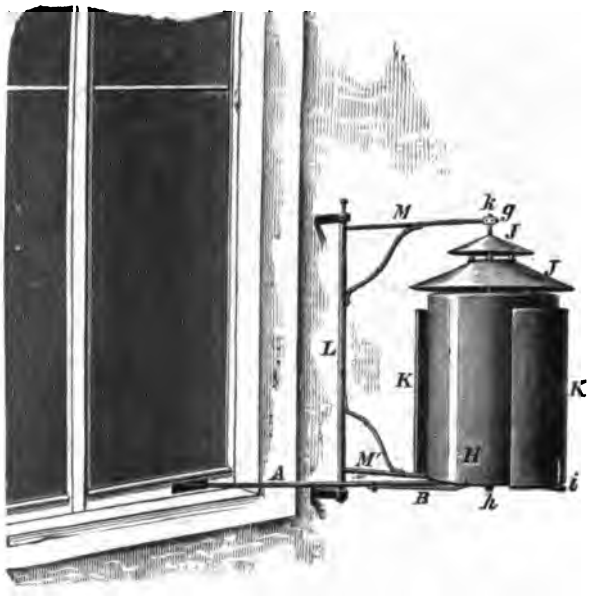
Hochempfindliches Registrier-Negativ-Papier

(empfohlen durch Herrn Prof. Dr. Edelmann, München, Physik. Zeitschr., 7. Jahrg. Nr. 4)

Bromsilberpapier, Pala-Papier, Bromsilber- und Pala-Postkarten.

Gust. Schaeuffelen'sche Papierfabrik Photographische Abteilung, **Heilbronn 28 a. N.**

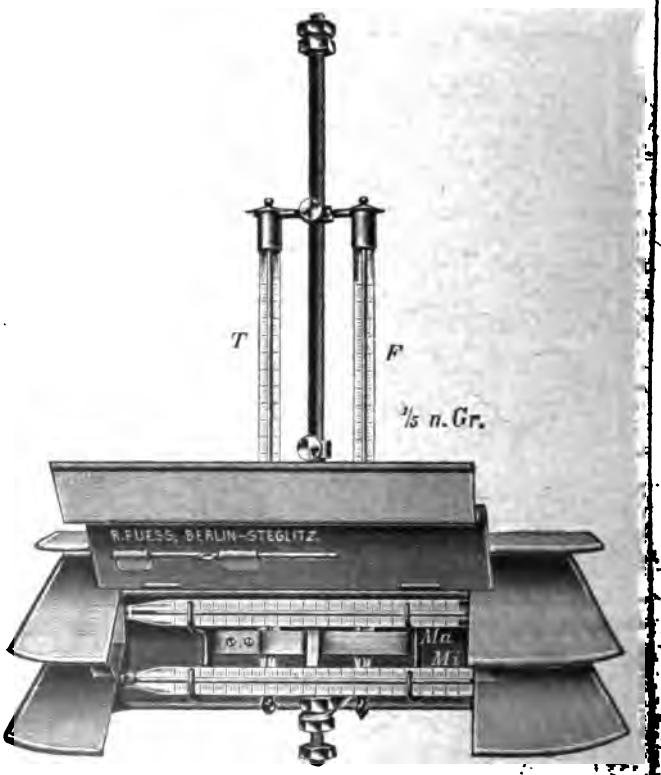
Digitized by Google



R. FUESS

VORMALS J. G. GREINER JR. & GEISSLER

STEGLITZ bei BERLIN, Düntherstr. 8.



Digitized by Google

1908 Heft 9 September

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. R. SÜRING
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXV, zugleich Bd. XLIII der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit neun Textfiguren.

INHALT.

Seite
A. von Obermayer: Zwanzig Jahre meteorologischer Beobachtungen auf dem Ben Nevis. Mit 1 Textfigur . . 385
Nils Russeltvedt: Ein neues Haarhygrometer. Mit 3 Textfiguren 396
Otto Meissner: Die Luftbewegung in Potsdam (1894 bis 1900). Mit 4 Textfiguren 400

Kleinere Mitteilungen:

Seite
Messungen der Sonnenstrahlung auf dem Montblanc im Jahre 1907 409
Der April 1908 auf dem Sonnblickgipfel 410
A. Gockel über den Gehalt der Bodenluft an radioaktiver Emanation 410
Regenfall in Elsaß-Lothringen 412
Fr. Busch: Eine neue Störung der atmosphärischen Polarisation 412
J. Hann: Eredia über die Regenwahrscheinlichkeit in Rom . . 414
C. Bührer über die Temperatur von Montreux 415
Der Wasserhaushalt an der Erdoberfläche 415
P. Heidke: Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Kwai (Usambara) in den Jahren 1897 bis 1902 416
Meteorologische Beobachtungen 1905 im subarktischen Nordamerika 418
Meteorologische Beobachtungen im arktischen Nordamerika auf Herschel Island 1905 418
Frh. Gregor Friesenhof: Zur lokalen Entstehung der Zyklonen 419
J. Hann: W. Stöckigt, Einfluß der Lage auf die Temperatur der Sommermonate und auf die Luftfeuchtigkeit an heißen Tagen im Schwarzwaldgebiet 420
Alex. B. Mac Dowall: Vergleich zwischen dem Wetter in Nord- und Südengland. Mit 1 Textfigur 420
Eiffel über den Widerstand der Luft 421
J. H.: Stündliche Intensität der Regen zu Batavia und Pasuruan . 422
Dörr: Über die Beobachtungen der meteorologischen Stationen niederer Ordnung in Braunschweig während des Zeitraumes 1878 bis 1905 422
Hans Maurer: Regenmessungen im Nigergebiet 426
Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Pasuruan im Jahre 1905 425
Dämmerungserscheinungen am 30. Juni und 1. Juli in England . . 425
Verdunstung im Saltonsee 426
Meteorologisches Observatorium erster Ordnung zu Curityba (Paraná) 426
C. Little: Über eine windstille Region in 3000 bis 4000 engl. Fuß Seehöhe in der kalten Jahreszeit in der Gegend von Calcutta 427
J. Hann: Der tägliche Gang der Windstärke auf der Bjelašnica 427
J. Hann: Zur Korrektion der Mittel der täglichen Extreme in Südindien 428
J. Hann: Regenfall zu Pernambuco (Recife) 429
Atmosphärische Elektrizität und Nebel 429
R. Fitzners Beiträge zum Klima von Kleinasien 430

Literaturbericht:

Seite
Fischer, Karl: Die Sommerhochwasser der Oder von 1813 bis 1903 mit besonderer Behandlung der Hochwasser vom Juni/Juli 1902 und Juli 1903 430

Bibliographie 431

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis ℳ 20.—. = K. 24.—.

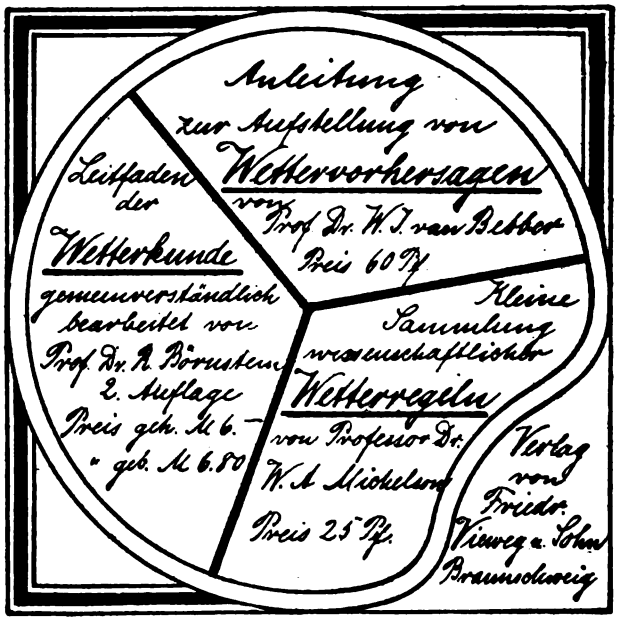
BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1908

Digitized by Google

Regenmesser
(System Dr. Hellmann)
eingeführt bei den Meteorolog. Zentralstationen in Württemberg, Baden usw.,
empfiehlt in solider Ausführung mit verbesserter Aufhängevorrichtung
Gustav Rühle
STUTTGART, Gymnasiumstr. 20.

Unabhängig, einfach, sicher, sauber und beinahe kostenlos im Betriebe ist
„Mita" - Reform - Licht
Für jed. Projektionsapparat.

Für jed. Projektionsapparat.
Wer mit angenehmer, zuverlässiger Lichtquelle 33 facher Vergrößerungskraft in Familie, Schule und auf Reise arbeiten will, fordere Prospekt und Gebr.-Anw. vom Händler, oder direkt von
Siegel & Butziger Nachf., Dresden 41.



Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Dr. C. Gänge,

Lehrbuch der angewandten Optik

in der Chemie, Spektralanalyse, Mikroskopie, Polarisation.

Praktische Anleitung zu wissenschaftlichen und technischen Untersuchungen mit Hilfe optischer Instrumente nebst theoretischer Erklärung der beobachteten Erscheinungen.

Mit Tabellen der Emissions- und Absorptionsspektra in Wellenlängen, zahlreichen Abbildungen im Text und 24 Spektraltafeln.

(XI u. 463 S.) gr. 8°. ℳ 18,—.

Zu beziehen durch jede Buchhandlung.

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 25 * 1908 * Heft 9.

Zwanzig Jahre meteorologischer Beobachtungen auf dem Ben Nevis.

Von A. VON OBERMAYER[1]).

Mit einer Figur.

Das Observatorium auf dem Ben Nevis, 56° 48′ NBr., 5° 8′ westl. v. Gr., (4407 englische Fuß) 1343 m, an welchem wissenschaftlich geschulte Beobachter unter recht schwierigen Verhältnissen mit voller Hingabe ununterbrochen durch 20 Jahre tätig waren, ist bekanntlich leider seit 1904 aufgelassen. Es ist gewiß nicht ohne Interesse, einen Überblick über dasjenige zu erlangen, was dort unter den gegebenen Verhältnissen geleistet werden konnte. Mit Rücksicht hierauf ist hiermit der Versuch gemacht, in Kürze ein möglichst getreues Bild der Lage, der Einrichtung, des Betriebes und der dort errungenen Erfolge zu entwerfen, wobei in letzterer Beziehung allerdings eine gewisse Beschränkung Platz greifen mußte. Es sind hierzu die monumentalen Veröffentlichungen der Beobachtungsresultate in den genannten Transactions, Bd. XXXIV, XLII, XLIII, durch Buchanan und Omond, die dort angeschlossenen Auszüge aus verschiedenen Abhandlungen, die Reports of the British Association, die Referate in der Meteorologischen Zeitschrift[2]) und das von warmer Begeisterung für das Unternehmen erfüllte Büchlein von Wm. Kilgour, „Twenty years on Ben Nevis", benutzt worden, von welch letzterem übrigens bereits eine zweite Auflage erschienen ist.

Die Anregung zur Errichtung dieses Observatoriums ist von Milne Home im Jahre 1877 mit Rücksicht darauf gegeben worden, daß der Ben Nevis in der Zugstraße der Barometerminima und an der Grenze jenes Gebietes im Atlantischen Ozean, von welchem sich dieselben ablösen, gelegen ist. Diese Anregung hatte als nächste Folge, daß sich Clement Wragge der Meteorological Society of Scotland anbot, den Ben Nevis während des Sommers 1881 täglich zu besteigen und Beobachtungen auf dem Gipfel anzustellen, denen solche im Fort William parallel laufen, wenn die Gesellschaft die Kosten bestreitet.

Dieser Vorschlag wurde angenommen und vom Juni bis Oktober 1881 die Beobachtungen ohne Unterbrechung durch Wragge oder seine Assistenten am Gipfel und im Fort William ausgeführt. Eine zweite Beobachtungsreihe wurde während des Sommers 1882 nach einem erweiterten Programm unternommen. Es wurde dabei während des Auf- und Abstieges in acht in verschiedenen Höhen gelegenen Stationen und gleichzeitig im Fort William beobachtet.

Die Basisstation war Fort William, vor mehreren Jahrhunderten von General Monk zum Schutze gegen die noch unüberwundenen Clans errichtet, gegenwärtig aber nur von historischem Werte. Daselbst wurde zuerst von Colin Livingstone im

[1]) In kurzen Auszügen aus dem 15. Jahresbericht des Sonnblick-Vereins für das Jahre 1906.

[2]) Resultate der meteorologischen Beobachtungen: Met. Z. 1891, Gewitter, S. 428, 430, 431; 1892, S. 455—470, Ref. v. Hann; 1895, S. 182, 279; 1896, S. 238; 1897, S. 352; 1901, S. 584; 1902, S. 374; 1904, S. 569; 1905, S. 32, 286, 361.

Digitized by Google

Schulhause beobachtet. In den Jahren 1889 bis 1890 wurde dortselbst für den Betrag von 900 £ ein eigenes Observatorium erbaut, mit selbstregistrierenden Instrumenten ausgerüstet und von 1901 an mit stündlichen Beobachtungen begonnen. Fort William liegt in etwa 7 km direkter Entfernung vom Gipfel des Ben Nevis und 9 m über dem Meeresspiegel in sehr günstiger und freier Lage. Der Gipfel des Ben Nevis und die Fußstation in Fort William eignen sich aus diesem Grunde besonders zu meteorologischen Beobachtungen, und ihre Lage an der Grenze der großen barometrischen Depression über dem Nordatlantischen Ozean, welche insbesondere im Winter das Wetter von Europa so wesentlich beeinflußt, erhöht den Wert der dort angestellten Beobachtungen.

Das durch die Nähe des Meeres beeinflußte Klima des Ben Nevis bringt für die Beobachtung der Temperatur, der Feuchtigkeit und des Niederschlages besondere Schwierigkeiten mit sich und schließt die Anwendung

Fig. 1.

Das Observatorium auf dem Ben Nevis.

selbstregistrierender Instrumente für diese Zwecke aus. Insbesondere tragen hierzu die starken Winde von Ost, 45 m/sec Geschwindigkeit, das Schneetreiben und die Bildung von Rauhfrost und Glatteis bei, wodurch insbesondere die Jalousien der Thermometerkästen sehr häufig vollständig ausgefüllt, die Niederschlagsmessung unsicher und die Anemometer gänzlich vereist werden.

Der Feuchtigkeitsgehalt der Luft ist am Ben Nevis oft so beträchtlich, daß alle außerhalb des Observatoriums befindlichen Gegenstände tropfnaß sind. Beim Öffnen des Stevensonschen Thermometergehäuses sind Wassertropfen an beiden Thermometern zu sehen, und das Gehäuse scheint gerade aus dem Wasser gezogen zu sein; dabei ist Alles in dichten, nässenden Nebel gehüllt. Es muß hierbei sehr dafür gesorgt werden, daß das trockene Thermometer auch wirklich trocken bleibt. Wenn unter solchen Umständen das feuchte Thermometer höher als das trockene zeigt, wurde angenommen, daß die Luft mit Feuchtigkeit gesättigt sei. Andererseits treten aber auf dem Gipfel auch Fälle außerordentlicher Trockenheit ein, während welcher das Wasser des feuchten Thermometers außerordentlich rasch verdampft, so daß eine besondere Beaufsichtigung nötig wird.

Digitized by Google

Im Winter, bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt, setzt sich aus dem dichten Nebel bei Wind an allen Gegenständen Eis in Form federartiger Kristalle, das ist Rauhfrost, ab. An einem flachen Brette überziehen diese Kristalle am stärksten die Kanten, während die Mitte frei bleibt. Auf einer runden Säule setzt sich über der windseitigen Hälfte eine fast gleichförmig verteilte Masse von Kristallen ab, welche so genau gegen den Wind wachsen, daß es möglich ist, den Wechsel der Windrichtung aus den übereinander gelagerten Kristallschichten nach den verschiedenen Winkeln der Kristallnadeln zu erkennen.

Bei Winden von mittlerer Geschwindigkeit und Nebeln von mittlerer Dichte wachsen die Kristalle 12 mm, unter günstigen Bedingungen aber auch 50 mm in der Stunde. Aus feuchter Atmosphäre setzen sich eisige und harte Kristalle ab; bei Temperaturen unter Null sind die Kristalle lockerer und können leichter entfernt werden. Im Beobachtungstagebuche des Observatoriums findet sich häufig eingetragen, daß die Kristalle grau, schwärzlich oder bräunlich gefärbt waren.

Der Rauhfrost überzieht alle im Freien befindlichen Gegenstände und Instrumente. Am 20. Februar 1890 wuchsen die Eiskristalle an dem Robinsonanemometer auf dem Turme bis zu 2 m an. An den Jalousieblättern des Stevensonschen Schirmes bilden sich dabei zahnartige Eiszacken, die sich bald derart vergrößern, daß jede Luftzirkulation im Innern des Gehäuses aufgehoben ist. Es waren aus diesem Grunde zwei solcher Jalousiekasten vorhanden, damit der vereiste ausgewechselt werden konnte. Dieselben wurden an leiterartigen Ständern befestigt und konnten, der Schneehöhe entsprechend, höher oder tiefer gestellt werden.

Die Angaben des Tagebuches scheinen sich auf die Neubildung von Rauhfrost oder solche von besonderer Mächtigkeit zu beziehen; es läßt sich daraus nicht gut entnehmen, wie lange der Rauhfrost angehalten hat.

Außer dem Rauhfrost kommt auf dem Ben Nevis auch häufig Glatteis (silver thaw) vor. Dasselbe entsteht bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt aus Regen, welcher sofort an alle Gegenstände anfriert und dieselben mit einer mehrere Zoll dicken Eisschicht überzieht. So z. B. wuchs am 31. Dezember 1886 diese Eisschicht an manchen Stellen auf 10 cm (4 Zoll) an. Für die Beobachter ist das Glatteis besonders lästig; der Regen friert dabei nicht nur an ihren Hüten, Kleidern und Handschuhen, sondern auch an den Gesichtern und Händen an und schließt zumeist in kurzer Zeit die Spalten der Thermometergehäuse, so daß dieselben ausgewechselt werden müssen.

Alle diese Umstände erweisen die Notwendigkeit fortgesetzter Augenablesungen und erforderten die beständige Anwesenheit von mindestens zwei Beobachtern, welche in den Beobachtungen abwechselten, und von denen jeder acht Stunden bei Nacht und vier Stunden bei Tag im Dienste stand. Um 5 Uhr abends war Beobachterwechsel. Der neu antretende Beobachter hatte die Regenmesser auszuwechseln, an den Schirmen das trockene und feuchte Thermometer, auf dem Dache des Hauses die Anemometeranzeigen abzulesen, die Richtung und Stärke des Windes, den Charakter und die Art der Wolken zu notieren, die Durchsichtigkeit der Luft zu schätzen und Beobachtungen über dichten (fog) oder weniger dichten Nebel (mist), Dunst (haze), Gegensonnen, Halos, Kränze, Schnee, Hagel, Graupeln, Donner, Blitze, Elmsfeuer und andere Erscheinungen anzustellen und aufzuzeichnen. Der Sonnenscheinautograph, die Maximum- und Minimumthermometer, das Hilgersche Taschenspektroskop zur Beobachtung des Regenbandes, endlich das Ozonometer wurden nur einmal am Tage abgelesen.

Digitized by Google

Zu Zeiten heftiger Stürme und des damit verbundenen Schneetreibens waren die außerhalb des Hauses anzustellenden Beobachtungen mit Unannehmlichkeit, ja mit Gefahr verbunden. So findet sich im Tagebuch am 20. und 21. Januar 1889 aufgezeichnet, daß Omond und Rankin aneinandergeseilt zur Ablesung ausgingen, daß aber am 26. Januar auch dies wenig nützte, da das Schneetreiben so heftig war, daß sie die Instrumente nicht sehen konnten, ja, daß am 16. Februar desselben Jahres Omond vom Winde aufgehoben gegen Rankin geschleudert wurde. Am 21. Februar 1885 wurde das Notizbuch vom Winde entzweigerissen und weggeblasen; die Lampe konnte nicht brennend erhalten werden und die Beobachter gegen den Wind nicht standhalten. Um 6P, 7P, 8P gingen Omond und Rankin aus dem Turmtor, an ein langes Seil gebunden, und mußten mit demselben zurückgezogen werden. Das äußere Glas des südlichen Turmfensters wurde eingeschlagen, wahrscheinlich durch Eisstücke, die vom Winde gegen den Turm getrieben wurden und dort wie Steine rasselnd anprallten. Ein anderes Mal konnte der Beobachter das Thermometergehäuse nur kriechend erreichen. Am 16. November 1888 und am 21. Oktober 1892 wurde das Schalenkreuz des Anemometers, am 12. Dezember 1889 das Handanemometer durch den Wind gebrochen, am 21. Oktober 1892 ein Ozonmesser weggeblasen und am 19. Januar 1890 der Blitzableiter umgebogen. Vom Jahre 1890 an wurden zu Zeiten von heftigen Stürmen die Temperaturbeobachtungen vom Turme aus angestellt, wozu eigene Thermometerkästen ausgehängt werden konnten, und die Ablesungen, ohne ins Freie zu treten, ermöglicht waren.

Nach je zwei Monaten wurden die Beobachter in der Regel durch Kollegen von der Fußstation abgelöst. Die hiermit verbundenen Besteigungen des Berges waren zu Zeiten plötzlich hereinbrechender Schneestürme recht beschwerlich und auch nicht ungefährlich, wie Kilgour in dem Kapitel „Adventures“ seines Buches anschaulich schildert. Während der Sommermonate wurden auch freiwillige Beobachter, zumeist Universitätsstudenten, zugelassen, welche den Dienst unentgeltlich versahen, dafür aber bequem untergebracht wurden und an der Verköstigung teilnahmen.

Die Beobachtungen.

Eine tabellarische Zusammenstellung der Resultate der Beobachtungen findet sich am Ende dieses Aufsatzes[1]), wobei auch die dem Tagebuch (Log book) entnommenen Aufzeichnungen über Gewitter, Elmfeuer, Nordlichter, die optischen Erscheinungen usw. berücksichtigt sind.

Die Barometerablesungen wurden an einem Fortinschen Barometer stets unter Anwendung einer Kerze vorgenommen und durch einen Richardschen Barographen ergänzt. Während starker Stürme waren die Ablesungen wegen des Pumpens des Barometers sehr erschwert, denn es schwankte die Quecksilbersäule dabei bis zu 2.5 mm.

Der mittlere Barometerstand beträgt am Ben Nevis 642.6 mm (20 Jahre) und im Fort William 758.4 mm (13 Jahre).

Der jährliche Gang des Luftdrucks weist im Mittel ein Hauptmaximum im Juni, ein Hauptminimum im Dezember und außerdem am Gipfel ein sekundäres Maximum im Februar, im Fort William im Januar, und ein sekundäres Minimum im März auf.

[1]) In den Transactions der Roy. Soc. of Edinburgh, Vol. XLIII, ist eine Zusammenstellung der Mittelwerte der meteorologischen Elemente auf dem Ben Nevis für die 20 Beobachtungsjahre und jener von Fort William für 13 Jahre mitgeteilt.

Digitized by Google

Der tägliche Gang des Luftdrucks kann auf dem Gipfel des Ben Nevis[1]) schon aus den stündlichen Beobachtungen weniger Tage erschlossen werden. Im Winter zeigt derselbe das für Höhenstationen charakteristische Hauptminimum (10. Jahresbericht) um 6ᵃ, ein sekundäres Vormittagsminimum um 11ᵃ, ein sekundäres Nachmittagsminimum um 2ᵖ und das Hauptmaximum um 9ᵖ. Gegen das Frühjahr und den Sommer vertieft sich das Morgenminimum und weicht auf 5ᵃ zurück, das Vormittagsmaximum verschiebt sich auf 2ᵖ und wird zum Hauptmaximum, das Nachmittagsminimum flacht sich ab, rückt auf 6ᵖ vor, während das Abendmaximum zum sekundären Maximum absinkt.

Im Fort William zeigt der tägliche Gang des Luftdruckes im Winter nahezu denselben Verlauf wie auf dem Gipfel. Gegen Frühling und Sommer hin flacht sich das Morgenminimum ab und wird zum sekundären Minimum um 4ᵃ, das Vormittagsmaximum weicht bis auf 8ᵃ zurück und erhöht sich etwas, das sekundäre Nachmittagsminimum des Winters vertieft sich aber erheblich, wird zum Hauptminimum und rückt auf 5ᵖ vor, während das Abendmaximum sich etwas abflacht und verspätet.

Die mittlere Jahrestemperatur auf dem Ben Nevis beträgt — 0.3° C (20 Jahre). Während der Monate März bis September hält sich das Tagesmittel über 0°, die mittleren Temperaturminima liegen aber während des ganzen Jahres unter dem Gefrierpunkt.

Die höchste beobachtete Temperatur war 19.1° C im Juni 1891, die tiefste — 17.4° C am 4. Februar 1895. Die letztere trat zur Zeit eines Kälteeinbruches ein, welcher am 28. Dezember 1894 begann, nach 54 Tagen, am 20. Februar 1895, endete und in ganz Schottland die tiefsten jemals beobachteten Temperaturen im Gefolge hatte[2]). Am 26. Februar war der Gipfel um 14.8° C kälter als Fort William, die größte jemals beobachtete Temperaturdifferenz. Während sich eine Antizyklone über den britischen Inseln und Zyklonen über dem SW von Spanien und im NE von Finnland und Skandinavien lagerten, erhob sich die Temperatur auf dem Gipfel am 19. Februar um 9ᵃ bei wolkenlosem Himmel um 9.7° C über jene im Fort William; es fand eine vollständige Temperaturumkehr statt, die am 17., 18. und 19. mit großer Durchsichtigkeit der Luft begleitet war. Dabei sank die relative Feuchtigkeit an diesem Tage auf 20 bis 25 Proz. herab.

Der eben angeführte Witterungsverlauf mit der ungewöhnlichen Trockenheit der Luft ist für die antizyklonale Wetterlage typisch. Der Wechsel voller Sättigung der Luft mit Feuchtigkeit und ganz ungewöhnlicher Trockenheit ist ein bemerkenswerter Zug im Klima des Ben Nevis[3]).

Eine außerordentliche Trockenheit fand auch 1886 statt und dauerte vom 11. März 1ᵃ bis 12. März Mitternacht, d. i. volle 48 Stunden. Während der ersten 24 Stunden war die relative Feuchtigkeit im Mittel auf 19 Proz. und während der zweiten 24 Stunden auf 15 Proz. herabgesunken. Die geringste Feuchtigkeit fand zwischen 7ᵖ, 8ᵃ, 9ᵖ bei — 5.7, — 6.1 und — 7.1° C Temperatur statt und betrug 7, 6 und 8 Proz. Der Himmel war vollständig wolkenlos, der Wind SSE abflauend auf 3, um 9ᵃ den 11. März sich in dieser Stärke bis 4ᵖ den 12. März erhaltend, dann

[1]) Met. Zeitschr. 1902, S. 188.
[2]) Met. Zeitschr. 1895, S. 149, Der Winter 1894/95 in Schottland, R. C. Mossmann.
[3]) Met. Zeitschr. 1898, S. 428, R. T. Omond: Über die Temperaturänderungen mit der Höhe in Antizyklonen auf dem Ben Nevis und an einigen kontinentalen Stationen.

Digitized by Google

Windstille und große Trockenheit. Die Temperatur war am 12. März um 8ª am Gipfel — 4.5°, im Fort William — 7.1° C, also am Gipfel um 2.6° C höher.

Auf dem Sonnblick treten zu Zeiten barometrischer Maxima gleichfalls solche Fälle abnormer Trockenheit ein, so z. B. sank am 21. Dezember 1904 um 2ᵖ die relative Feuchtigkeit bei vollkommen klarem Himmel und Nordwind auf 6 Proz. herab (siehe 14. Jahresbericht für 1905).

Die von Cl. Wragge in verschiedenen Höhen am Ben Nevis angestellten Beobachtungen haben ergeben, daß diese außerordentliche Trockenheit zur Zeit barometrischer Maxima höchstens bis zur halben Höhe des Berges, d. i. bis zu 700 m, herabreicht. Unterhalb dieser Höhe, bis zum Meeresspiegel, ist die Luft feucht. Bei typischer antizyklonaler Wetterlage am 29. September 1895 hatten Fort William 8.62 Stunden, Ben Nevis 10.11 Stunden Sonnenschein. Der Barometerstand im Fort William, auf den Meeresspiegel reduziert, ergab 767.0 mm, jener des Gipfels 768.2 mm, also 1.2 mm mehr. Zu Zeiten zyklonaler Wetterlagen ergibt sich der auf das Meeresniveau reduzierte Barometerstand des Gipfels merklich kleiner als jener im Fort William. Auf dem Gipfel ist die Luft mit Feuchtigkeit gesättigt, im Fort William herrscht mittlere Feuchtigkeit, der Gipfel ist merklich kälter als Fort William.

Unter dem am Schlusse dieses Aufsatzes angeführten Resultate der Beobachtungen am Ben Nevis sind außer den monatlichen Temperaturmitteln (20 Jahre) noch angeführt:

Die tägliche periodische Schwankung. Dieselbe ist abgeleitet aus der Differenz der wärmsten und kältesten Tagesstunde, aus dem mittleren täglichen Gang der Temperatur, wie sich derselbe aus den 20jährigen Beobachtungen ergibt und in dem XLIII. Band der Transactions of the Roy. Soc. of Edinburgh für jeden Monat mitgeteilt und auch graphisch dargestellt ist.

Die tägliche unperiodische Schwankung aus zehnjährigen Beobachtungen (Trans. Roy. Soc. Edinburgh, XLII. und XLIII. Bd.) ist aus der Differenz der mittleren Maxima und Minima aus allen Tagen eines Monats gerechnet.

Die normale Veränderlichkeit der Temperatur. Es wurde das Mittel aus den Temperaturdifferenzen von einem Tage zum anderen während jeden Monats von 14 Beobachtungsjahren gerechnet[1]).

Die mittleren Monatsextreme und die Differenzen (20 Jahre).

Die unperiodische Jahresschwankung der Temperatur beträgt 30.3° C.

Die mittlere Temperaturdifferenz im Fort William und auf dem Ben Nevis ist im Jahresmittel 8.5° C, sie zeigt den höchsten Wert in den Monaten April und Mai und den geringsten in den Monaten November und Dezember. Zu Zeiten antizyklonaler Wetterlage kommen Temperaturumkehrungen vor.

Die Feuchtigkeit ist aus der beobachteten psychrometrischen Differenz nicht berechnet, sondern es sind die Ablesungen am trockenen und feuchten Thermometer für jede Stunde sämtlicher Beobachtungstage mitgeteilt. In der Zusammenstellung der Beobachtungsresultate fehlen aus diesem Grunde die bezüglichen Angaben.

Es sind übrigens im Jahre 1885 von H. N. Dickson hygrometrische Untersuchungen mit dem von Professor Chrystal abgeänderten Dyneschen Hygrometer und von Herbertson Bestimmungen des Wasserdampfgehaltes der Luft nach einer

[1]) Met. Zeitschr. XI, S. 336 u. 369.

Digitized by Google

gravimetrischen Methode vorgenommen worden, welch letztere ergaben, daß die einfache gebräuchliche Psychrometerformel für die gewöhnlichen Fälle ausreicht[1]).

Das mittlere Jahresmittel des Niederschlages auf dem Ben Nevis ist 4084 mm. In den einzelnen Jahren sind diese Mittel sehr verschieden; es betrug dasselbe im Jahre 1886 2738 mm, im Jahre 1898 6097[2]).

Im Mittel fällt im Juni am wenigsten, im Dezember am meisten Niederschlag. An einem Tage kann die Niederschlagsmenge sehr hoch ansteigen, dieselbe betrug am 12. Dezember 1885 136.5 mm, am 1. Januar 1887 113.0 mm. Am 18. September 1889 fielen von 8^{p} bis 10^{p} 133 mm Regen. Vom 2. Oktober 1890 9^{p} bis 9^{a} des 3. Oktober fielen 205 mm Regen. Die monatliche Regenmenge betrug in diesem Oktober 947 mm, es ist dies fast die Hälfte der Regenmenge von 1833 mm, welche durchschnittlich im Jahre auf dem Sonnblick fällt. Unter 1279 Tagen, von Ende Juni 1884 bis 31. Dezember 1887, waren 361 Tage, an denen kein Regen oder weniger als 0.3 mm Niederschlag gemessen wurden. Alle 3 bis 4 Tage kommt am Ben Nevis ein Tag ohne merklichen Niederschlag. Im Sommer fällt das Maximum der Niederschläge auf die Stunden 4^{p} bis 10^{p}, das Minimum auf die Vormittagsstunden 6^{a} bis 12^{m}.

Über die Fälle von Silbertau hat R. C. Mossmann im „Journ. of the Scottish Met. Soc.", Vol. IX, p. 45, eine die sechs Jahre 1885 bis 1890 umfassende Untersuchung über die während dieser Zeit beobachteten 198 Fälle von Silbertau, welche während 873 Stunden eingetreten waren, veröffentlicht, aus welcher die folgende Tabelle mitgeteilt werden soll.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Anzahl der Fälle .	34	28	27	11	11	8	0	3	4	12	29	30	198
Stunden	199	149	93	53	28	27	0	7	10	38	96	181	873
Mittl. Dauer . . .	5.9	5.3	3.4	4.8	1.8	3.4	0.0	2.3	2.5	3.2	3.3	6.0	4.4

Es ereigneten sich drei Viertel der Silbertaufälle in den fünf Monaten November bis März; 137 Fälle von 3.2^{h} mittlerer Dauer fanden an Tagen mit zyklonaler, 61 Fälle von 7.6^{h} mittlerer Dauer an Tagen mit antizyklonaler Wetterlage statt. Am 23. Dezember 1890 währte, bei zyklonalem Wetter, der Silbertaufall 11 Stunden; am 3. und 4. Januar 1889, bei antizyklonalem Wetter, 41 aufeinanderfolgende Stunden. Im Mittel fällt auf dem Gipfel des Ben Nevis doppelt soviel Regen als in Fort William, an Tagen mit Silbertau aber zuweilen 17mal soviel.

Über die Häufigkeit des Sonnenscheins auf dem Ben Nevis hat diese Zeitschrift schon früher einmal berichtet (1893, S. 350). Es ist dort angeführt, daß der tägliche Gang der Häufigkeit des Sonnenscheins auf dem Ben Nevis von jenem auf den Hochgipfeln der Alpen abweicht. Während auf diesen die größte Häufigkeit des Sonnenscheins auf die Vormittagsstunden fällt, und insbesondere in den Monaten Mai und Juni, zu diesen Stunden ein Maximum zeigt, verlagert sich auf dem Ben Nevis die größte Häufigkeit des Sonnenscheins während des ganzen Jahres, sowie in der Niederung, auf die Mittagsstunden. Den Monaten Mai und Juni kommt die größte Häufigkeit des Sonnenscheins zu. Dieselbe beträgt im Monat Mai allerdings so wie am Sonnblick 23 Proz. der möglichen Dauer des Sonnenscheins, aber am Sonnblick sind um 9^{a} 11 Stunden Sonnenschein, am Ben Nevis aber um Mittag nur 9 Stunden Sonnenschein in diesem Monat zu erwarten.

---

[1]) Transactions, Vol. XLIII, p. 550.

[2]) A. Watt: „Über den Regenfall (Niederschlag) auf dem Ben Nevis", „Journ. of the Scottish Met. Soc.", III, Ser. XX, XXI, Met. Zeitschr. 1906, S. 37.

Digitized by Google

Im jährlichen Gang zeigen der Monat August im 20jährigen Mittel ein sekundäres Minimum mit 13 Proz. (das achtjährige Mittel aus 1884 bis 1891 ergab bloß 11 Proz.), der September ein sekundäres Maximum mit 16 Proz., der Monat Dezember ein Hauptminimum mit 9 Proz. des möglichen Sonnenscheins. Im Jahre treten auf dem Ben Nevis überhaupt nur 16 Proz. des möglichen Sonnenscheins ein. Im Mittel sind im Monat Dezember um 1ᵖ nur 3.5 Stunden Sonnenschein zu erwarten. Es geschieht wohl auch, daß an einzelnen Tagen die Dauer des möglichen Sonnenscheins fast erreicht wird; so traten am 30. November 1896 96 Proz., am 3. November 1897 99 Proz. des möglichen Sonnenscheins ein. Die folgende Tabelle gibt die mittlere Zahl der Stunden Sonnenschein im Monat zu den bezeichneten Stunden aus den 20jährigen Beobachtungen, wozu auch noch die den einzelnen Monaten entsprechenden mittleren Bewölkungszahlen angeführt sind.

Täglicher Gang des Sonnenscheins auf dem Ben Nevis. Mittlere Zahl der Stunden mit Sonnenschein 1884 bis 1903, 20 Jahre.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
4ᵃ	—	—	—	—	0.07	0.41	0.17	—	—	—	—	—	0.65
5	—	—	—	0.02	2.69	4.68	2.12	0.14	—	—	—	—	9.65
6	—	—	0.01	1.64	6.21	7.33	4.66	1.63	0.08	—	—	—	21.56
7	—	—	0.40	4.40	7.68	8.56	5.70	3.51	1.75	0.18	—	—	32.18
8	—	0.67	2.95	6.61	8.01	8.72	5.97	4.40	4.61	2.22	0.31	—	44.47
9	0.33	3.13	4.75	7.04	8.20	8.90	6.14	4.98	5.97	3.95	2.04	0.12	55.55
10	2.17	4.96	5.56	7.32	8.37	8.79	6.35	5.09	5.97	5.00	3.38	1.80	64.85
11	3.22	5.32	6.11	7.60	9.00	8.90	6.38	5.49	6.33	5.55	3.96	3.13	70.99
12	3.55	5.59	6.72	7.79	9.29	8.89	6.40	5.17	6.42	5.62	4.06	3.36	72.86
1ᵖ	4.24	5.70	6.47	7.73	9.26	8.67	6.60	4.93	6.68	5.16	4.14	3.55	73.13
2	4.13	5.40	6.08	6.77	8.63	8.42	6.51	5.00	6.45	4.70	4.11	3.16	69.36
3	3.20	4.77	5.51	6.69	7.77	8.36	5.85	4.55	6.23	4.33	3.76	2.44	63.46
4	1.53	4.35	4.94	5.89	7.62	7.90	5.33	3.86	5.53	3.52	1.86	0.78	52.71
5	0.07	2.18	3.68	5.23	7.28	7.59	4.88	3.70	4.14	1.54	0.22	—	40.50
6	—	0.18	1.40	3.99	7.16	7.40	4.47	3.14	1.93	0.04	—	—	29.71
7	—	—	0.14	1.59	5.95	7.04	4.21	2.16	0.15	—	—	—	21.24
8	—	—	—	0.10	2.88	5.27	2.72	0.38	—	—	—	—	11.35
9	—	—	—	—	0.22	1.17	0.39	—	—	—	—	—	1.78
Summe . .	22.44	42.25	54.72	80.41	116.29	127.00	84.85	58.13	62.24	41.81	27.84	18.03	736.01
Möglicher Sonnenschein	231.43	266.38	365.44	426.45	508.40	528.97	528.16	467.28	381.38	319.32	241.86	210.18	4475.25
Prozent . .	10	16	15	19	23	22	16	13	16	13	11	9	16
Bewölkung	8.8	8.3	8.4	8.0	7.8	7.7	8.6	8.8	8.3	8.5	8.5	8.7	8.4

Die Zahl der Fälle, in welchen der Gipfel nebelfrei war, betrug in 20 Jahren 114; dagegen ist nach 14jährigen Beobachtungen im Mittel an 335.5 Tagen auf das Eintreten von Nebel, wenn auch nur durch kurze Zeit, zu rechnen. Es wird hiernach erklärlich, daß in dem Fremdenbuch, welches auf dem Ben Nevis auflag, über den Mangel an Aussicht geklagt wird und sich das Wortspiel: „I missed the view and viewed the mist“ (Ich hatte keine Aussicht und sah nur Nebel), häufig wiederholt.

Die Windstärke[1]) wurde am Ben Nevis nach der zwölfteiligen Beaufortschen Skala geschätzt. Eine Windgeschwindigkeit von 50 km/h = 29 m/sec wurde als Sturm bezeichnet. Die Windstärke 12 findet sich mehrfach angegeben, wenngleich Kilgour in dem Buche „Twenty years on Ben Nevis“ bemerkt, daß diese Windstärke in dem Falle aufzuzeichnen wäre, wenn das Dach des Observatoriums weggeblasen oder der Beobachter in den Abgrund geschleudert würde. Das Jahresmittel der Windstärke beträgt am Ben Nevis 6.5 m/sec. In den Monaten November bis Februar übersteigt die mittlere Windgeschwindigkeit 8 m/sec. In diesen Monaten

[1]) Met. Zeitschr. 1893, S. 101.

Digitized by Google

sind auch die Stürme am häufigsten [1]). Von den 3045 in den Jahren 1884 bis 1896 beobachteten Stürmen treffen auf die sieben Monate Oktober bis April 2907, auf die fünf Monate Mai bis September 498 Fälle zu. Um Mitternacht und um 9ª sind Stürme am häufigsten, um 5ª und 4ᵖ am seltensten.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf dem Ben Nevis, 1343 m.

Zeitdauer	20 Jahre	1884—1897		20 J.	20 J.	20 J.	10 J.	88—97	20 Jahre			Mittl. Temp.-Diff. Fort William Ben Nevis	20 Jahre Sonnenscheindauer beob. mögl. Stunden		
	Luftdruck mm					Temperatur in C									
	Mittel	Mittlere Monats-Extreme		Diff.	Tägl. period. Barometerschwank. mm	Mittel	Tägliche Schwankung period.	Tägliche Schwankung unperiod.	Norm. Veränderlichkeit	Mittlere Monats-Extreme		Diff.			Proz.
Jan.	640.3	656.1	617.2	38.9	0.48	−4.4	0.3	3.9	1.89	2.8	−11.8	14.6	8.5	22	231	10
Febr.	641.2	655.7	622.2	33.5	0.56	−4.6	0.9	3.7	1.85	2.8	−11.7	14.5	8.2	42	275	16
März	639.6	652.4	619.1	33.3	0.58	−4.4	1.3	3.7	1.68	3.6	−12.0	15.6	8.9	55	365	15
April	642.1	653.9	627.5	26.4	0.76	−2.4	1.7	3.7	1.40	4.8	−9.2	14.0	9.3	80	426	19
Mai	644.6	656.2	629.4	26.8	0.79	0.6	2.2	4.3	1.58	9.3	−7.0	16.3	9.0	116	508	23
Juni	647.0	655.8	633.8	22.0	0.71	4.3	2.4	4.4	1.69	14.8	−2.8	17.6	8.5	127	529	22
Juli	645.6	655.3	631.8	23.5	0.76	5.1	2.2	4.0	1.45	13.4	−1.0	14.4	8.5	85	528	16
Aug.	644.3	653.5	628.9	24.6	0.69	4.7	1.9	3.4	1.37	12.2	−1.3	13.5	8.7	58	467	13
Sept.	644.8	656.6	628.2	28.4	0.61	3.4	1.5	4.0	1.60	12.4	−3.8	16.2	8.4	62	381	10
Okt.	641.5	657.7	620.6	37.1	0.61	−0.3	0.9	3.5	1.66	8.3	−7.1	15.4	8.4	42	319	13
Nov.	641.8	656.7	618.1	38.6	0.48	−1.7	0.4	3.8	1.82	5.7	−9.1	14.8	8.1	28	242	11
Dez.	638.6	654.9	614.8	40.1	0.56	−3.8	0.3	3.5	1.80	3.7	−10.5	14.2	8.0	18	210	9
Jahr	642.6	663.3 Okt. 1884	588.7 Jan. 1834	31.1	0.61	−3.0	1.3	3.8	1.65	16.5	−13.8	30.3	8.5	736	4481	16

Zeitdauer	20 Jahre	14 Jahre Zahl der Tage		20 Jahre Im Mittel nebelfrei		14 Jahre	20 Jahre Niederschlag 1885—1903			20 Jahre Summe der Tage mit		
	Bewölkung	heiter 0—1	trüb 9—10	Zahl der Fälle [2])	in Proz.	Tage mit Nebel [3])	Mittel mm	Max. pro Tag [4])	Tage	Gewitter	Elmsfeuer	Nordlicht
Jan.	8.8	0.8	22.7	7	22	29.9	466	67.6	24.6	11	20	37
Febr.	8.3	1.2	19.4	8	27	26.5	344	71.1	18.8	8	16	48
März	8.4	1.4	21.3	9	29	28.9	387	61.1	22.5	2	16	59
April	8.0	1.4	17.1	12	39	26.8	215	36.5	19.2	6	9	40
Mai	7.8	2.0	19.4	14	45	26.2	201	41.2	20.7	12	12	23
Juni	7.7	1.8	16.9	14	46	24.2	192	35.3	18.6	20	6	—
Juli	8.6	1.2	21.9	11	36	28.1	274	37.8	23.6	21	15	5
Aug.	8.8	0.2	23.3	8	30	29.7	339	53.5	24.5	19	10	14
Sept.	8.3	1.5	19.9	9	30	28.0	400	58.4	22.1	10	10	38
Okt.	8.5	1.1	21.4	8	27	29.2	392	60.8	24.4	8	18	36
Nov.	8.5	1.8	21.4	7	22	28.1	390	62.9	23.3	5	21	43
Dez.	8.7	0.7	22.2	6	21	29.9	484	64.0	24.9	10	20	30
Jahr	8.4	15.1	246.8	114	31	335.5	4084	54.2	267.2	6.6	8.7	18.7

	Mittlere Geschw. m/sec.	Windrichtung, 20 Jahre Mittlere Richtung in Proz. N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen oder Veränderl.	Zahl der Sturmtage [5]) 1884—1896
Jan.	9.0	20	9	6	12	12	15	13	10	3	640
Febr.	8.1	22	9	7	14	12	13	10	9	4	489
März	7.4	22	12	7	11	10	12	12	10	4	336
April	6.4	16	11	10	17	14	9	10	6	7	301
Mai	5.2	16	11	12	16	13	9	8	6	9	115
Juni	4.7	18	6	9	14	13	12	11	7	10	101
Juli	4.4	21	5	7	12	12	13	12	8	10	48
Aug.	4.6	21	5	5	11	14	14	14	7	9	116
Sept.	5.8	19	5	5	12	15	14	16	8	6	118
Okt.	7.2	26	7	6	13	11	13	12	7	5	233
Nov.	8.1	20	6	7	15	13	14	12	9	4	526
Dez.	8.3	21	6	6	16	13	14	12	9	3	382
Jahr	6.5	20	8	7	13	13	13	12	8	6	3405

[1]) The Number of Gales on the Ben Nevis Observatory von A. Rankin. Sonnblick-Verein. XII. Jahresbericht, S. 24, Met. Zeitschr. 1903, S. 223. Transactions R. S. E. XLII und Journal of the Sc. Met. Soc., III. Ser., Vol. XII, S. 20.

[2]) Mittlere Zahl der Fälle, in welchen der Gipfel nebelfrei wurde, d. i. im Jahre 114 mal.

[3]) Mittlere Zahl der Fälle, in welchen auf dem Gipfel, wenn auch nur durch kurze Zeit, Nebel auftrat.

[4]) Mittel von 13 Jahren. Am 3. Oktober 1890 184.0 mm, am 6. Februar 1894 170.7 mm.

[5]) XII. Jahresbericht.

Digitized by Google

Meteorologisch-optische Erscheinungen 1884—1897, Anzahl der Tage in 14 Jahren.

	Halo		Kranz			Nebelbogen		Neben-		Regen-	Erdschatten		Schatten des Ben Nevis		Glow		
	Sonne	Mond	Sonne	Mond	Glorien	Sonne	Mond	Sonnen	Monde	bögen	S.-A.	S.-U.	S.-A.	S.-U.	upper	after	fore
Jan.	8	15	8	51	9	9	10	—	—	—	2	9	2	8	3	2	2
Febr.	9	16	8	30	14	8	3	1	—	—	7	6	5	1	2	1	3
März	20	18	9	17	8	6	4	5	2	—	8	4	8	2	5	3	—
April	29	14	15	23	5	2	1	2	3	1	3	1	2	—	4	4	2
Mai	49	7	14	9	10	2	—	4	—	2	10	2	6	—	8	3	—
Juni	29	—	8	2	16	8	—	4	—	4	13	1	18	4	17	13	4
Juli	22	2	6	5	21	8	—	1	—	10	6	2	5	—	4	3	3
Aug.	14	1	3	31	22	6	4	1	—	7	6	2	4	1	7	10	2
Sept.	8	6	6	30	22	14	4	—	—	7	6	3	5	2	4	6	3
Okt.	13	8	3	31	16	12	5	1	—	—	4	3	2	2	2	3	—
Nov.	6	15	10	35	18	12	6	—	1	—	2	4	8	1	1	1	—
Dez.	11	10	3	56	20	9	10	1	—	1	4	10	7	4	4	6	1
Summe	218	112	94	320	191	96	47	20	6	32	71	47	72	25	61	55	20

	Mittl. Barom.	Mittl. Temp.	Absol. Temp. Max.	Absol. Temp. Min.	Niederschlagshöhe in mm	Tage mit Niederschlag	Stunden Sonnenschein im Jahre	Bew.	Gew.	Elmsfeuer	Nordlicht	Schneehöhe Max. in cm	Schneehöhe Datum
1884	642.6	−0.3	15.6	−11.8	—	—	524	8.8	5	—	6	141	8. Mai
1885	641.7	−1.3*	15.1	−11.6	3718	271	684	8.2	0*	5	9	142	3. April
1886	641.6	−1.3*	15.2	−11.7	2740*	295	571	8.6	5	5	15	123	10. „
1887	644.2	−0.3	19.0	−12.7	3277	263	898	8.0	8	6	24	69	28. „
1888	643.1	−0.5	16.4	−13.8	3365	265	969	8.1	8	6	31	71	6. März
1889	643.4	0.1	16.6	−14.2	3065	288	633	8.6	2	3*	18	57	24. April
1890	642.5	−0.4	14.9	−12.2	5038	294	590	8.6	5	10	15	96	25. „
1891	642.2	−0.4	18.3	−14.7	4521	264	908	8.1	4	12	37	59	4. Mai
1892	642.2	−1.3*	15.1	−15.8	3835	249	803	8.2	2	6	44	74	9. März
1893	643.2	0.6	17.0	−16.7	4211	276	680	8.4	17	10	27	66	17. „
1894	642.4	0.0	17.5	−17.4*	3809	246	810	8.1	10	16	27	127	13. Mai
1895	642.2	−0.7	15.5	−16.4	2998	250	695	8.2	20	13	31	54*	11. April
1896	644.3	0.2	16.5	− 9.9	3393	259	757	8.3	5	9	36	76	28. März
1897	642.5	0.2	17.8	−15.6	3957	238*	814	8.4	8	5	16	80	7. Mai
1898	642.8	0.3	17.0	−12.4	6100	281	764	8.5	4	17	13	77	1. März, 15. Mai
1899	643.1	0.5	17.5	−13.9	4758	253	898	8.2	5	13	11	67	19., 23. April
1900	642.0	0.2	16.1	−14.4	5343	276	716	8.4	5	5	1*	89	15. April
1901	643.2	−0.1	17.2	−14.3	3973	259	894	8.1	8	7	6	91	16. „
1902	642.9	−0.7	19.1	−14.1	3990	269	602	8.6	4	7	3	62	4. „
1903	640.3*	−0.7	14.4	−13.5	5501	280	509*	8.7	7	21	3	125	18. Mai
Mittel	642.6	−0.33	16.5	−13.8	4084	267	736	8.4	6.6	8.6	8.7	87.3	15. April

Resultate der meteorologischen Beobachtungen in Fort William 1891—1903.

	Barometer		Temperatur		Niederschlagshöhe in mm	Sonnenschein in Stunden		Sonnenschein Prozente	
	Mittel	tägl. Ampl.	Mittel	tägl. Ampl.		beobachteter	möglicher	beob.	frei. Horiz.[1]
Jan.	758.4	0.74	3.7	0.98	220	24.1	155.3	15	10
Febr.	758.3	0.61	3.8	2.37	175	49.7	202.8	24	19
März	756.2	0.58	4.7	3.53	178	95.2	304.4	31	26
April	759.3	0.56	7.3	5.16	101	139.5	364.5	38	33
Mai	761.2	0.76	9.8	6.06	88	180.1	450.4	40	35
Juni	761.3	0.69	13.0	5.97	88	173.2	468.8	37	33
Juli	760.0	0.53	13.9	4.85	118	131.0	468.0	28	25
Aug.	757.8	0.56	13.6	4 46	175	111.4	405.0	28	24
Sept.	758.9	0.58	11.8	4.21	208	98.5	323.0	30	26
Okt.	756.3	0.53	8.1	3.06	201	75.2	253.7	30	24
Nov.	758.6	0.56	6.7	1.51	191	23.5	171.6	17	13
Dez.	754.4	0.51	4.5	0.89	288	12.7	121.5	10	6
Jahr	758.4	0.46	8.4	3.47	2031	1119.1	3688.9	31	25

Besonders heftige Stürme sind aufgezeichnet: 1884 am 20., 21., 26. Januar, 1885 am 21. Februar; 1888 am 4. Januar mit 42 m/sec, am 11. März mit 40 m/sec, am 16. November; 1890 am 5., 19. Januar, 11. November, 8 bis 11; 1891 am

[1]) Prozente des möglichen Sonnenscheins, wenn der Horizont frei wäre.

Digitized by Google

15. März, 10, 11 bis 12; am 2., 3., 4., 5. April, 11 bis 12, 9; 1892 am 21. Oktober, 9; 1895 am 28. März, 23. Dezember 38.4 m/sec; 1897 am 2. März; 1898 am 5. und 13. Oktober.

In den 20 Beobachtungsjahren haben auf dem Ben Nevis an 132 Gewittertage stattgefunden, wobei von 1884 bis 1897 auch Donner allein oder Blitz allein mitgezählt sind. Auf die Monate Juni, Juli und August entfallen die meisten Gewitter, aber auch im Dezember, Januar und Februar zeigt die Häufigkeit derselben ein sekundäres Maximum, welches in den ersten Beobachtungsjahren sogar überwog, so daß Mossmann[1]) 70 Proz. aller Gewitter im Winter fand. Die Jahre 1890 bis 1896 waren aber so reich an Gewittern in den Sommermonaten, daß die Häufigkeit der Wintergewitter auf etwa 22 Proz. herabsinkt.

Die meisten Gewitter treten in der Zeit von Mittag bis Mitternacht auf; Wintergewitter zumeist in der Nachtzeit. Die letzteren finden sich ohne Ausnahme auf der SE.-Seite der barometrischen Depressionen bei niedrigem Druck im W und NW und hohem Druck über der Iberischen Halbinsel. Bei dieser Wetterlage kommen auch die Elmsfeuer zur Beobachtung, welche von September bis März und im Juli am häufigsten notiert wurden. Sommergewitter sind an keine Wetterlage gebunden. Von den 172 Tagen mit Elmsfeuer fallen etwa 26 in die Zeiten gewitteriger Erscheinungen, denen sie vorhergehen, nachfolgen oder mit denen sie zusammentreffen.

Die Verteilung der Gewittererscheinungen über die Tagesstunden ergibt sich aus der folgenden Tabelle:

Zeitintervall	Mttn.	2	4	6	8	10	Mttg.	2	4	6	8	10	Mttn.
März bis August. . .		6	2	1	1	3	3	14	29	18	12	3	9
Sept. bis Nov.		1	2	1	0	0	0	0	2	1	6	4	0
Dez. bis Febr.		3	0	5	7	0	1	0	1	0	8	5	7
Jahr		10	4	7	8	3	4	14	32	19	26	12	16

Elmsfeuer wurden auch notiert, wenn das charakteristische Geräusch derselben zu hören war. Eine Unterscheidung zwischen positiven und negativen Elmsfeuern wurde nicht gemacht.

Die Blitzsicherung des Hauses war keine vollkommene.

Wenn eine Gewitterwolke sich dem Ben Nevis näherte, wurden gewöhnlich Blitze in ihr aufleuchten gesehen, sobald aber der Gipfel von derselben eingehüllt worden war, wurde nichts mehr wahrgenommen, dagegen trat ein Regenguß oder ein heftiger Schneefall ein. Beim Abziehen der Wolke fand gewöhnlich eine Entladung nicht nur von der Wolke, sondern an allen metallischen Gegenständen im Observatorium statt. Helleuchtende Funken sprangen mit einem Knall von der Stärke eines Pistolenschusses aus dem Ofen, die mitunter die anwesenden Personen trafen. Es war dies am 19. Mai 1888 und am 5. Juni 1890 der Fall, woselbst James Miller durch solche Entladungsschläge getroffen und nebstbei der Telegraph beschädigt wurde. Am 13. Juni 1893 beschädigte ein Blitzschlag aus einer abziehenden Wolke den Telegraphen auf dem Gipfel und in Fort William; am 8. Juli 1893 wurde auf diese Weise die telegraphische Verbindung gestört und am 23. Mai 1895 drang ein Blitzschlag in den Beobachtungsraum und in die Küche. Am 19. Juni desselben Jahres zündete ein Blitzschlag im Observatorium, schmolz die Telegraphendrähte, beschädigte die Apparate und störte die telegraphische Verbindung.

[1]) Met. Zeitschr. 1881, S. 428.

Digitized by Google

Die Gewittererscheinungen waren stets von Erdströmen begleitet, die die Telegraphenapparate in Bewegung setzten. Aber auch zu anderen Zeiten kamen Erdströme vor, mit denen es eine ähnliche Bewandtnis haben dürfte wie mit Telephongeräuschen auf dem Sonnblick. Besondere Beobachtungen hierüber sind von T. G. Kay angestellt worden. Die Erdstrombeobachtungen auf dem Ben Nevis scheinen eine Theorie von Michie Smith zu bestätigen, welche er aus Beobachtungen am Dodabetta ableitete. Es ist hiernach an dem Rande eines sich auflösenden Nebels das Potential tiefer, am Rande eines sich verdichtenden Nebels höher. Wenn der Gipfel des Ben Nevis von Nebel für kurze Zeit frei wurde, kam ein starker Strom zum Gipfel herauf, während, sobald derselbe eingehüllt wurde, die Stromrichtung sich umkehrte, also nach abwärts ging. Die Beziehung zwischen der Feuchtigkeit der Atmosphäre und den Erdströmen spricht sich auch während der Regenfälle aus. Während Regen oder Schneefall fließt der Strom hinab. Plötzliche Schauer hatten heftige Ausschläge des Galvanometers zur Folge. Aufhören des Regens oder Schneefalls hatten den entgegengesetzten Erfolg.

Wenn angenommen wird, daß der Ben Nevis das Potential der Dampfmassen annimmt, welche ihn bedeckten, und die Erdplatte der Basisstation als Nullpunkt des Potentials betrachtet wird, so würden diese Beobachtungen am Ben Nevis die Theorie von M. Smith ebenfalls bestätigen.

Seit Bestand des Observatoriums wurden fortlaufende Beobachtungen über die Schneehöhen auf dem Gipfel an einem passend aufgestellten Pfahl angestellt. Es sind dieselben im XLIII. Band der Transactions, p. 471, veröffentlicht.

Im Mittel ergab sich in Centimetern:

	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli
am 1. . . .	—	5.2	14.5	33.1	51.3	62.3	72.4	74.3	41.2	5.6
am 15. . . .	4.0	9.6	23.4	38.8	58.4	66.8	76.2	61.9	18.8	0.4

Ein neues Haarhygrometer.

Von Nils Russeltvedt, Assistent am Norw. Met. Institut.

Mit drei Figuren.

Über Aufforderung des Herrn Professors Dr. H. Mohn, Direktor des Norwegischen Meteorologischen Instituts, fing der Verfasser dieser Abhandlung im Frühjahre 1904 eine Reihe Feuchtigkeitsuntersuchungen an, in der Absicht, zu konstatieren, ob es möglich wäre, ein Hygrometer zu konstruieren, welches das Psychrometer an unseren meteorologischen Stationen zweiter Ordnung mit Vorteil ersetzen könnte. Es galt hauptsächlich ein zapfenloses Instrument, welches jedoch nichts an Stabilität verlieren mußte, zu konstruieren.

Nach verschiedenen Versuchen ist es mir gelungen, ein Hygrometer zu konstruieren, bei dem die wesentlichsten Mängel, die an unseren gewöhnlichen Hygrometern haften, vermieden worden sind.

Ich will hier eine kurze Beschreibung dieses Hygrometers vorlegen.

Durch die zwei beigegebenen Figuren und eine Photographie habe ich das Instrument zu veranschaulichen versucht. Die Photographie ist von der Vorderseite des Instrumentes aufgenommen.

Digitized by Google

Der Rahmen (mit R bezeichnet) ist von 2.5 cm breitem und 0.2 cm dickem Messingblech hergestellt. Die Höhe und die Breite des Rahmens ist bzw. 23 cm und 3 cm.

c und c' sind zwei winkelförmige Stücke, dazu dienend, das Instrument am Balken des Thermometerhäuschens festzuhalten. Der an dem Instrument befestigte Schenkel s'' des c' (und c) ist drehbar und so lang, daß das Instrument von dem Balken frei hängt. Wegen der Drehbarkeit des Hygrometers kann in irgendeiner Stellung des Zeigers der Ausschlag ohne Parallaxe abgelesen werden.

h und h' sind zwei Pferdehaare, die oben in dem Rahmen durch zwei feine Löcher gezogen und an dem Klemmstück k befestigt sind. Sie sind sodann durch die Löcher der Zeigersteine (Rubine) r und r' geführt und schließlich durch zwei feine Löcher des Klemmstücks k', wo sie an dem Zwischenstück festgeklemmt sind.

Das Zwischenstück M ist durch Schrauben (q, q') an dem Rahmen befestigt und so eingerichtet, daß man, wenn man die Seitenschrauben löst, M ein wenig verschieben kann, wodurch also der Stand des Zeigers fixiert werden kann, da ja die Haare dadurch entspannt oder gedreht werden.

Das Schieberstück d ist an dem Klemmstück k' angelötet und dient dazu, das Zwischenstück und das Gewicht (während der Korrektion und der Benutzung des Instrumentes) in seiner Lage zu erhalten.

In dem Zwischenstück sitzen zwei Steine s und s', durch welche die Seidenfäden z und z' laufen; unten sind letztere an dem Gewicht L befestigt; oben sind sie in dem Klemmstück k'' festgeklemmt. Wenn das Instrument senkrecht aufgeschraubt ist, hängt das Gewicht, von den Wänden ganz frei, nur an dem Seidenfaden. Unter diesen Umständen kann das Gewicht verhältnismäßig sehr groß gemacht werden, und dies ist, wie man leicht versteht, von großem Vorteil.

Fig. 1.

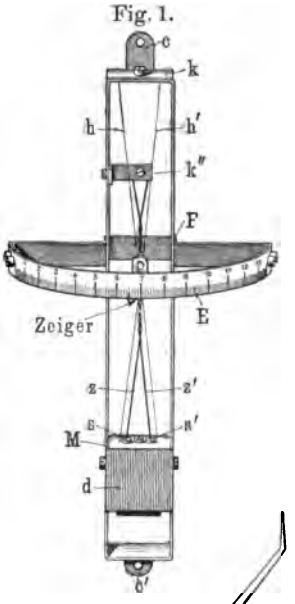


Fig. 2.

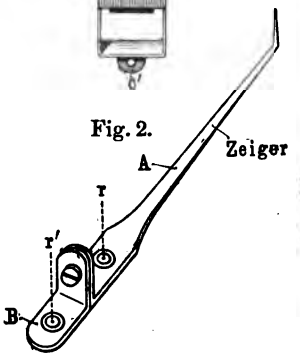
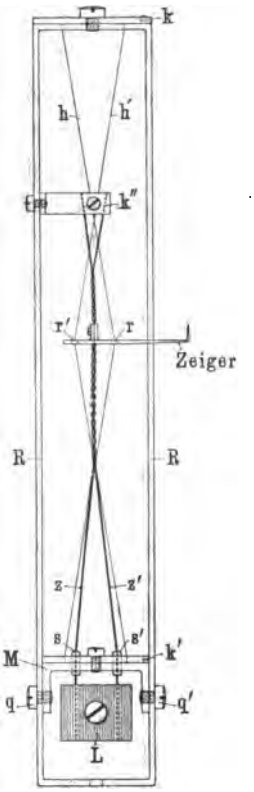


Fig. 3.



Die Buchstabenbezeichnungen sind auf die Figuren verteilt, um größere Deutlichkeit zu erzielen.

Der Zeiger besteht aus zwei Teilen, A und B, die im Umdrehungspunkte (Zentrum) des Zeigers zusammengefügt sind. Diese Zusammenfügung dient, wie man sieht, zur Befestigung des Zeigers an den Seidenfäden, die vor der Festklemmung etwas zusammengedreht sind und zwar so, daß sie wegen ihrer Torsion den Zeiger nach steigenden Zahlen der Skala, also nach rechts, treiben. Die Seidenfäden dienen also dazu, den Zeiger zu tragen und ihm die notwendige Drehkraft mitzuteilen. r und r' sind zwei zerlöcherte Rubine, in dem Zeiger so angebracht, daß der Abstand zwischen ihren Mittelpunkten dem Abstand der Haare

Digitized by Google

gleich ist. Die Haare laufen in gespanntem Zustande parallel, und ihr Abstand ist in dieser Stellung 1.5 cm. Dehnt sich nun aus irgendeinem Grunde der obere Teil eines Haares mehr aus als der untere, so wird diese Unregelmäßigkeit durch die Steine aufgehoben, indem die Haare in dieselben gleiten können.

E ist die halbkreisförmige Skala, in Millimeter eingeteilt.

F ist ein Absteifungsbügel zur Stütze der Skala.

Das Gewicht wirkt also nicht direkt auf die Haare, sondern nur durch die Drehkraft der mittels des Gewichts gespannten, gedrehten Seidenfäden. Ich habe deswegen das Hygrometer „Torsionshygrometer" genannt.

Die wesentlichen Mängel unserer gewöhnlichen Haarhygrometer sind durch diese Anordnung beseitigt, ohne daß ich habe wahrnehmen können, daß dadurch andere neue Fehler entstanden sind.

Die Vorteile des Instrumentes sind die folgenden:

1. Da der Zeiger sich um die gespannten Seidenfäden als Mittelpunkt dreht, kann keine Zapfenträgheit entstehen.

2. Die Pferdehaare sind sehr stark und widerstandsfähig und werden deswegen und wegen der sanft wirkenden Drehkraft nie verrenkt und zerstört, wie es häufig mit dem immer schwer belasteten Menschenhaare der Fall ist.

3. Der Zeiger kann so eingestellt werden, daß der Ausschlag für 1 Proz. R. F. überall ungefähr gleich groß wird.

4. Das Instrument ist beinahe temperaturkompensiert.

Die Temperatur spielt bei Haarhygrometern keine große Rolle. In der Nähe von 100 Proz. R. F. ist sie jedoch wohl merkbar. Der Temperaturkoeffizient des Pferdehaares ist von dem des Menschenhaares nicht nennenswert verschieden.

Zu dem weiteren Verständnis des Instrumentes ist nun notwendig, ein wenig Mathematik anzuwenden. Man muß aber dies nicht so verstehen, daß es möglich sein werde, den Skalenwert des Instrumentes direkt zu berechnen. Die Dimensionen des Instrumentes können zu diesem Zweck nicht mit der notwendigen Genauigkeit abgemessen werden und dazu kommt u. a., daß die verschiedenen Pferdehaare ganz wie verschiedene Menschenhaare sich nicht ganz gleich ausdehnen.

Assistent am Norwegischen Meteorologischen Institut, Herr B. J. Birkeland, und zum Teil Herr Meteorolog Kr. Irgens haben das Problem mathematisch untersucht, und die Resultate ihrer Berechnungen werden vielleicht später erscheinen. Hier werden nur zu dem weiteren Verständnis die drei Grundgleichungen und ihre nächstliegenden Resultate besprochen werden.

Nennen wir den Abstand (die Haare parallel) von einem der Steine des Zeigers zu dem Heftpunkte eines Haares oben oder unten (die zwei Abstände sollen gleich sein) l, und α den Winkel, den der Zeiger mit der Ausgangsstellung (die Haare parallel) bildet, wenn das genannte halbe Haar eine Verlängerung von Δ erhalten hat, so haben wir

$$a^2 = (l+\Delta)^2 - l^2 \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (I)$$

Setzen wir den Abstand von dem Umdrehungspunkte des Zeigers zu den Haaren gleich r, so haben wir

$$a = 2r \sin \frac{\alpha}{2} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (II)$$

wo also a wie oben die dem α entsprechenden Korde in einem Kreise mit Halbmesser r ist.

Digitized by Google

Nennen wir weiter den Halbmesser der bogenförmigen Skala R und seine Länge B (in Millimetern), so haben wir

$$B = \frac{2\pi R\alpha}{360} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad \text{(III)}$$

Sucht man Δ von den obenstehenden drei Gleichungen, erhält man

$$\Delta = \frac{r^2}{l}\left[1 - \cos\left(\frac{360\,B}{2\pi R}\right)\right]$$

Wenn der Wert der bekannten Größen eingesetzt wird, erhalten wir

$$\Delta = 0.625\,[1 - \cos(0.954\,92\,B)].$$

Man sieht aus dieser Gleichung, daß, wenn man Δ von dem Ausgangspunkte der Skala (wenn also die Haare ganz erstrammt sind, und der Zeiger auf Null steht) gleichmäßig zunehmen läßt, so nimmt nicht B gleichmäßig zu. Die Variation ist am größten bei Null, und wenn der Zeiger sich 180° gedreht hat und auf die größten Zahlen der Skala weist. B variiert am wenigsten in der Mitte der Skala. Dies tritt vielleicht noch deutlicher hervor, wenn man ∂B sucht:

$$\partial B = \frac{1.68\,\partial l}{\sin(0.954\,92\,B)}$$

Man sieht also, daß, wenn man Δ gleichmäßig zunehmen läßt, so wird, wenn man von der Mitte der Skala herausgeht, der Skalenwert immer größer sein, je näher man dem rechten Ende der Skala kommt. Nun wissen wir, daß der Ausdehnungskoeffizient (für Feuchtigkeit) des Haares desto größer ist, je trockener das Haar ist, und daß dieser Koeffizient, wenn sich das Haar in der Luft befindet, gegen 100 Proz. R. F. auf ein Minimum herabgeht.

Wählt man nun wie bei diesem Instrument die Länge der zwei Haare und ihren gegenseitigen Abstand so, daß nur ein Teil der Skala, z. B. das Stück von 60 mm (α ungefähr 80°) zu 140 mm (α ungefähr 160°) in Verwendung kommt, um den Wert von 20 bis 100 Proz. R. F. zu messen, so gibt der Zeiger (für dieses Instrument) überall an diesem Teil der Skala denselben Ausschlag für 1 Proz. relativer Feuchtigkeit. Das Skalenstück, das in Verwendung kommen wird, ist ein wenig verschieden für die verschiedenen Instrumente. Da man für alle Hygrometer wegen der Verschiedenheit in Feuchtigkeitsausdehnung bei den verschiedenen Haaren eine Korrektionstabelle haben muß — die Hygrometer geben ja äußerst selten direkt die richtige relative Feuchtigkeit an — so läuft es ja auf eins heraus, welche Einteilung man verwendet. Hier sind also Millimeter gewählt, und der Halbmesser der Skala ist so abgepaßt, daß 1 mm ungefähr 1 Proz. R. F. entspricht.

Man versteht, daß es von ziemlich großer Bedeutung ist, daß die Gleichung zwischen dem Skalenausschlag (x) und der dementsprechenden relativen Feuchtigkeit (y) ziemlich nahe einer geraden Linie entspricht, so daß man, ohne die Genauigkeitsgrenze des Instrumentes zu überschreiten, $\frac{x}{a} + \frac{y}{b} = C$ setzen kann. a und b sind für die verschiedenen Instrumente ein wenig verschieden.

Um die thermischen Verhältnisse zu untersuchen, wurde eins der Instrumente (Nr. 7) in reines Wasser ganz eingetaucht. Das Instrument stellte sich dann bald auf 100 Proz. R. F. ein. Von der Anfangstemperatur 7° C war nun die Temperatur mittels Einblasen von Wasserdampf ganz langsam unter stetigem Schüttern und Umrühren bis auf 37° C gesteigert, ohne daß das Instrument seinen Stand merkbar änderte. Nach einer Pause wurde ein Eisstück in das Wassergefäß gebracht, und

Digitized by Google

so die Temperatur unter Schütteln und Umrühren auf 9°C herabgebracht. Von der Anfangsstellung 100 Proz. sank nun der Wert auf 99.2 Proz. herab. Nun muß man in Betracht ziehen, daß 0.8 Proz. außerhalb der Genauigkeitsgrenze des Instrumentes liegen, indem die Fehlergrenze des Instrumentes ungefähr dieselbe ist als die des Assmannschen Aspirationspsychrometers, nämlich $\pm$ 1 bis 2 Proz. Praktisch ist also die Einwirkung der Temperatur unmerkbar.

Da es von Interesse sein könnte, das Gewicht außer Wirkung zu setzen, wenn das Instrument nicht beobachtet wird, war eins der Instrumente mit einem Hebel versehen, mittels welchem man das Gewicht nach beendeter Beobachtung ein wenig heben konnte. Praktisch ist diese Anordnung jedoch nicht, da man leicht vergessen kann, den Hebel zu benutzen, und dann wird der Stand des Instrumentes geändert. An den neueren Instrumenten ist darum diese Anordnung weggelassen.

Das erste Instrument war im Jahre 1904 in Gebrauch genommen. Ich wollte jedoch nichts veröffentlichen, ehe die Verläßlichkeit des Instrumentes in der Praxis sich bewährt hatte.

Zur Verifizierung von Haarhygrometern habe ich einen besonderen Apparat konstruiert, so eingerichtet, daß in einem größeren Raum, wo die Hygrometer hängen können, Luft von beliebiger, relativer Feuchtigkeit eingelassen werden kann. Wenn die Luft aus dem Hygrometerraum heraustritt, passiert sie ein Psychrometer, wo ihre Feuchtigkeit bestimmt wird, und geht demnach an die Regulierapparate zurück, um davon wieder (eventuell von veränderter relativer Feuchtigkeit) zu den Hygrometern hineingeblasen zu werden. Da die Luft durch verschiedene Einstellung der Regulierungsapparate verschiedene Geschwindigkeit erhalten kann, so ist der Apparat wegen der Psychrometermessungen mit einem feinen Anemometer versehen. Die Hygrometer werden also immer in verifiziertem Zustande den Beobachtern gesandt.

Kristiania, im Juni 1908.

Die Luftbewegung in Potsdam (1894 bis 1900).

Von Otto Meissner (Potsdam).

Mit vier Figuren.

§ 1. Einleitung. Nachstehender monographischen Skizze sind die „Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen“ des Kgl. Meteorologisch-magnetischen Observatoriums in Potsdam für die Jahre 1894 bis 1900 zugrunde gelegt [1]).

Das Observatorium liegt mitten im Walde, hart am nordwestlichen Abhange des Telegraphenberges, ungefähr 1 km von der größtenteils im Haveltale liegenden Stadt Potsdam entfernt. Das zur automatischen Registrierung von Windrichtung und -stärke dienende Schalenkreuzanemometer befindet sich auf dem Turm, und zwar 41 m über einer Höhenmarke (nahe am Erdboden), etwa 85 m über dem Haveltale, 122 m über dem Meeresspiegel (N. N.). Die höchsten Baumkronen der näheren Umgebung überragt es (nach Schätzung) um etwa 20 m.

[1]) Nur für die Monatsmittel der Windstärke sind auch die Beobachtungen bis 1902 hinzugezogen, vgl. den folgenden Paragraphen.

Digitized by Google

§ 2. Jährlicher Gang der Windstärke. Die in Metern pro Sekunde ausgedrückten, auf den stündlichen Ablesungen der Registrierungen beruhenden Monatsmittel der Windstärke gibt Tabelle I. Da der Gang ziemlich unregelmäßig ist, habe ich auf Anraten Herrn Hofrat Hanns noch die mir zugänglichen Jahre 1901 und 1902 hinzugenommen.

Tabelle I. Monatsmittel der Windstärke (mps.).

	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	Mittel
Januar	6.91	4.87	5.80	5.72	6.06	6.80	5.38	6.07	7.81	6.16
Februar	8.30	4.75	7.11	6.53	6.24	5.29	5.32	4.80	5.15	5.94
März	5.80	5.39	6.20	6.36	5.89	6.50	5.29	5.47	6.06	5.88
April	4.78	5.50	4.62	4.65	5.20	5.46	5.52	5.78	5.59	5.23
Mai	4.88	4.72*	5.19	4.45	4.78	5.29	5.00	4.22	5.22	4.86*
Juni	5.80	4.97	4.70	4.43	4.97	5.06	4.93	4.51	4.84	4.91
Juli	4.88	5.99	4.51	5.26	5.84	4.73*	4.68*	4.10*	5.23	5.02
August	5.11	5.22	4.40*	4.31	5.09	5.12	5.37	5.03	4.97	4.96
September	4.77	4.97	5.19	5.26	5.15	5.80	4.90	5.62	5.05	5.19
Oktober	5.18	5.80	5.36	4.20*	4.98	5.28	6.03	4.68	4.83	5 15
November	5.55	6.25	5.20	6.00	4.98	6.81	4.90	6.09	5.09	5.65
Dezember	5.95	6.67	5.01	5.85	8.07	5.67	6.26	6.13	6.44	6.23
Jahr	5.64	5.43	5.27	5.25	5.60	5.65	5.30	5.21	5.53	5.43 ± 0.05

Man sieht, daß von Mai bis August die Windstärke fast konstant bleibt, um im Herbst anfangs langsamer, dann schneller anzusteigen, während im Frühling ein relativ rasches Sinken erfolgt, wie auch Fig. 1 versinnbildlicht.

Fig. 1.

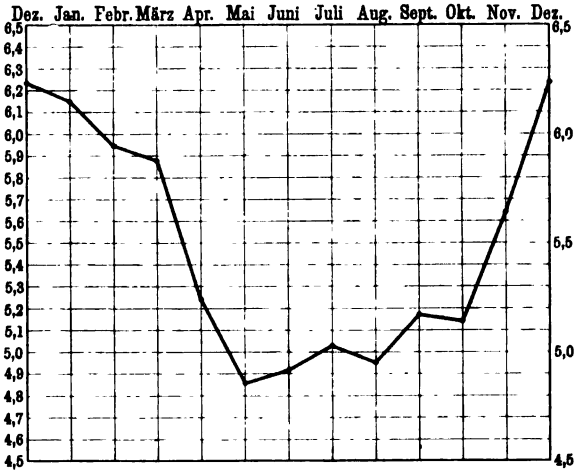


Tabelle II. Monatsextreme der Windstärke (mps.).

	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	Extrem	Mittel
Januar	12.9	12.1	14.9	12.8	17.5	16.6	15.0	17.5	14.5
Februar	21.9	11.3*	16.2	15.0	18.1	12.2	14.8	21.9	15.6
März	12.4	14.9	18.3	18.7	14.8	14.9	12.8	18.7	15.3
April	8.4	13.6	9.7	12.7	13.0	12.1	14.9	14.9	12.1
Mai	14.5	12.6	11.2	12.5	12.2	11.5	12.9	14.5	12.5
Juni	12.6	11.7	11.9	9.5*	13.4	12.0	11.0	13.4	11.7*
Juli	11.9	15.4	14.5	11.6	12.3	11.0*	10.0*	15.4	12.4
August	11.3	12.3	9.3*	10.5	13.7	12.6	11.9	13.7	11.8*
September	11.1	11.9	15.0	14.4	12.0	11.2	11.3	15.0	12.4
Oktober	15.1	13.4	11.2	10.2	12.4	12.6	13.8	15.1	12.7
November	16.5	17.5	13.0	12.0	10.4*	15.3	11.2	17.5	13.7
Dezember	16.0	18.7	10.2	15.3	15.5	14.4	14.4	18.7	14.9
Extrem	21.9	18.7	18.3	18.7	18.1	16.6	15.0	21.9	18.2
Mittel	13.7	13.8	13.0	12.9	13.8	13.0	12.8	—	13.3

Wegen der großen Unsicherheit, mit der die Monatsmittel behaftet sind, hat die Aufstellung einer Formel wenig Bedeutung; eine rohe Darstellung liefert $W_m = 5.57 + 0.66 \cos 30\,(m - \frac{1}{2})^0$ (mit $m = 1, 2 \ldots$ für Januar, Februar ...);

Digitized by Google

nur im Herbst ergeben sich Abweichungen, die die mittlere Unsicherheit der beobachteten Monatsmittel übersteigen.

Tabelle II gibt die Monatsextreme; für sie gilt ähnliches wie das für die Mittelwerte bemerkte.

§ 3. Täglicher Gang der Windstärke. Die Windstärke hängt vom barometrischen Gradienten ab, und da dieser zufolge der allgemeinen Luftdruckverteilung starken unperiodischen Schwankungen ausgesetzt ist, so schwankt die Windstärke an einem einzelnen Tage oft in regelloser Weise, oder auch sie nimmt konstant zu oder ab. Das Maximum wie das Minimum der Windgeschwindigkeit kann auf jede Tages- und Nachtstunde fallen, und es ist viel häufiger, als nach den Regeln der Wahrscheinlichkeitsrechnung zu erwarten wäre, daß zu derselben Stunde, zu der an einem Tage die Windstärke ein Minimum erreichte, sie am folgenden Tage ihr Maximum hat. Im Monatsmittel heben sich diese „zufälligen" Unregelmäßigkeiten schon großenteils auf, und es ergibt sich überraschenderweise eine, wiewohl oft recht undeutliche, halbtägige Periodizität. Da indes die Monatsmittel immer noch große Unregelmäßigkeiten zeigen, habe ich es vorgezogen, mich auf die Jahresmittel zu beschränken, in denen die Halbtagsperiode schon sehr deutlich ausgeprägt ist. Folgende Tabelle gibt in Centimetern pro Sekunde die Abweichungen vom Tagesmittel.

Tabelle III. Täglicher Gang der Windstärke.

h	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	Mittel	Formel
0	+ 5	+ 8	± 0	+ 4	+12	+ 8	+13	+ 7.1	+ 6.4
1	+ 4	+ 8	+ 7	+ 4	+16	+ 3	+14	+ 8.0	+ 6.7
2	+ 2	+ 8	+ 5	+ 9	+11	+ 2	+10	+ 6.7	+ 6.8
3	+ 7	+ 4	+ 1	+ 8	+14	− 2	+15	+ 6.7	+ 6.5
4	+ 7	± 5	+ 4	+ 6	+ 6	− 3	+13	+ 5.4	+ 6.4
5	+ 2	− 9	+ 6	+ 6	+ 8	− 1	+ 5	+ 2.4	+ 2.9
6	− 3	−16	+ 7	− 1	+ 3	− 2	+ 3	− 1.3	− 4.3
7	−14	−26	− 4	−15	− 6	−14	−14	−13.3	−12.3
8	−18*	−29*	−10*	−20*	−20*	−20*	−17*	−19.1*	−17.2*
9	− 7	−17	− 5	−18	−20*	−15	−15	−13.9	−14.9
10	− 2	− 6	+ 3	− 9	−12	− 6	− 9	− 5.9	− 5.8
11	+14	+17	+17	+ 3	− 5	+ 7	+ 4	+ 8.1	+ 6.5
12	+17	+22	+18	+11	+ 6	+21	+17	+16.0	+17.4
13	+23	+34	+20	+19	+ 9	+29	+16	+21.4	+23.1
14	+23	+33	+23	+22	+12	+31	+13	+22.4	+21.8
15	+17	+22	+13	+18	+ 5	+25	+11	+15.9	+15.3
16	+ 6	+11	+ 3	− 2	± 0	+12	+ 1	+ 4.4	+ 4.6
17	−11	± 0	− 8	−11	± 0	− 5	−12	− 6.7	− 6.7
18	−20	− 9	−15	−26*	− 6	−14	−19	−15.6	−15.7
19	−23*	−15	−28*	−14	−16*	−22*	−24	−20.3*	−19.9*
20	−15	−19*	−19	− 9	−16*	−16	−27*	−17.3	−17.8
21	−11	−14	−15	− 1	− 7	−11	− 9	− 9.7	−11.1
22	− 7	− 9	−11	+ 2	− 1	− 7	+ 3	− 4.3	− 2.7
23	− 1	± 0	− 9	+10	+ 8	+ 1	+ 9	+ 2.6	+ 3.7

Obwohl die größten Abweichungen vom Tagesmittel nur 20 bis 30 cmps. betragen, für das Gefühl also völlig unmerklich[1]) sind, ist der tägliche Gang, zumal im siebenjährigen Mittel, so regelmäßig, daß er durch die Formel:

$$w = 545 + 0.7 \sin 15h - 3.5 \cos 15h + 12.0 \sin 30h + 10.9 \cos 30h$$
$$- 4.9 \sin 45h - 2.0 \cos 45h \; (- 1.3 \sin 60h + 1.0 \cos 60h),$$

in der w die Windstärke in Centimetern pro Sekunde, h die von Mitternacht $= 0^h$ bis 23^h durchgezählten Stunden (M. E. Z.) bedeuten, mit einer mittleren Abweichung

[1]) Die Angabe, daß sich der Wind „abends legt", findet allerdings in der Tabelle III Bestätigung, indem die mittlere Windschwindigkeit von 2 bis 7 Uhr nachmittags um 43 cm/sec abnimmt, was aber doch so wenig ist, daß jene populäre Ansicht mehr als instinktives Ahnen bezeichnet werden muß.

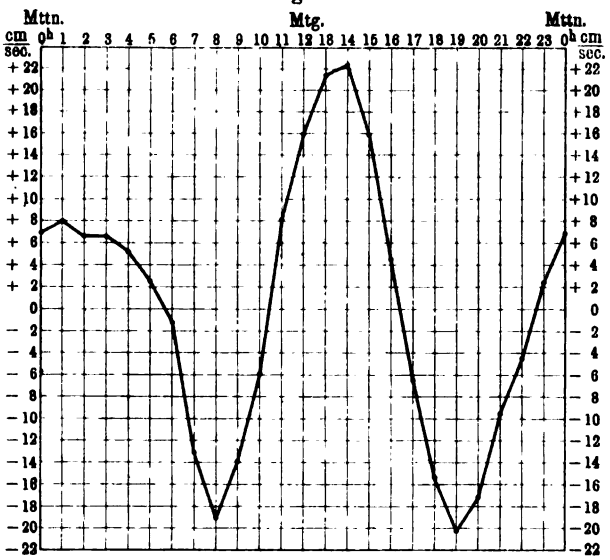
Digitized by Google

von nur 0.9 cm/sec dargestellt werden kann. Das $^1/_3$- und $^1/_4$tägige Glied haben natürlich keine physikalische Bedeutung.

Man nimmt sonst allgemein an, daß der Wind am Erdboden nachmittags am kräftigsten weht, in höheren Schichten der Atmosphäre jedoch des Nachts. Man könnte meinen, das Anemometer des Observatoriums befinde sich in einer mittleren Luftschicht, in der zu beiden angegebenen Zeiten Maxima auftreten. Freilich sollte man eher erwarten, daß gar keine Periodizität zu finden ist, und in der Tat ist ja auch die Amplitude nur sehr klein, so unzweifelhaft auch die Periodizität selbst ist. Daß das Hauptmaximum auf den Nachmittag fällt, deutet darauf, daß der Einfluß der unteren Luftschichten doch noch überwiegt.

Es läßt sich aber auch noch eine andere (übrigens mit der vorhergehenden nicht im Widerspruch stehende) Erklärung der halbtägigen Periode finden. Die

Fig. 2.



Temperaturdifferenzen zwischen der Luftschicht 2 m über dem Boden (Station „Wiese“) und in 40 m Höhe (Station „Turm“) zeigen nämlich im Jahresmittel einen starken täglichen Gang mit einer Amplitude von etwa 2°. Mittags ist es auf dem Turm relativ am kältesten, um 10^h abends am wärmsten, um 7^h morgens und nachmittags um 5^h ist die ganze 40 m hohe Luftsäule annähernd gleich warm. Gerade um diese Zeiten, oder vielmehr 1 bis 2 Stunden später, hat die Windstärke ihre Minima; wenn die Differenzen zwischen den Temperaturen oben und unten am größten sind, erreicht die Windgeschwindigkeit ihre Maxima gleichfalls mit etwa 2 Stunden Verspätung.

Tabelle IV.

Temperaturdifferenz „Turm — Wiese“	h	h	Windstärke (Turm)
Maximum	22.2	1	Maximum
Null	7.1	8	Minimum
Minimum	12.1	14	Maximum
Null	17.2	19	Minimum

Man wird also hieraus den Schluß ziehen dürfen:

Die Periode der Windstärke in 40 m Höhe über dem Erdboden ist eine halbtägige und steht mit den durch Temperaturdifferenzen der von dort bis zum Erdboden reichenden Luftsäule verursachten **vertikalen** Luftbewegungen in Kausalzusammenhang.

Allerdings hat dieser Schluß zunächst nur lokale Bedeutung.

Digitized by Google

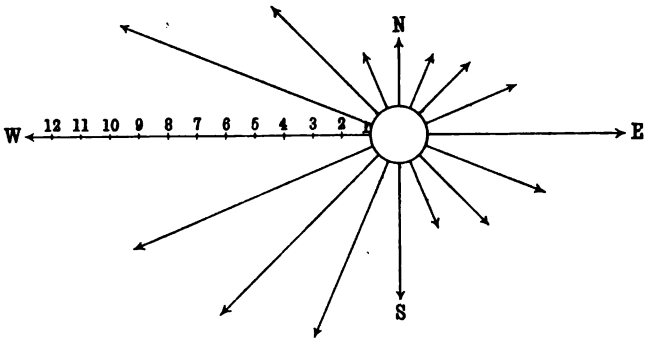
§ 4. Häufigkeit der einzelnen Windrichtungen. Über die der Vergleichbarkeit halber in Prozenten ausgedrückte Häufigkeit der einzelnen Windrichtungen gibt die folgende, aus den stündlichen Ablesungen des Anemographen abgeleitete Tabelle V Auskunft. In der letzten Spalte „C" stehen die Kalmen: Infolge der Reibung beginnt nämlich das Schalenkreuz erst bei einer Windgeschwindigkeit von 1 mps. sich zu drehen; in diesem Falle wird die aufgezeichnete Windrichtung wertlos, da sie in der Aufzeichnung dieselbe ist wie vor dem Herabsinken der Windstärke unter jenen Schwellenwert. Doch auch praktisch scheint die Bezeichnung eines Windes, der eine Geschwindigkeit < 1 mps. besitzt, als „Windstille" oder Kalme deshalb recht wohl gerechtfertigt, weil der Mensch eine derartige Luftbewegung als „Wind" oder „Luftzug" nicht mehr empfindet[1]).

Tabelle V. Häufigkeit der Windrichtungen in Prozenten.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
N . . .	2.18	3.25	2.93	3.66*	4.51*	3.84	3.57	4.80	3.86	2.90	1.32*	1.83	3.16
NNE . .	1.80*	2.21*	2.04	4.50	8.92	3.33*	2.15	2.54	1.94*	2.49	1.76	1.79	2.96*
NE . . .	3.89	2.38	1.74*	4.28	8.12	4.51	1.92*	2.49*	2.40	4.06	2.06	1.79	3.31
ENE . .	4.26	3.20	4.19	6.70	5.92*	4.68	2.11	3.37	2.44	6.53	4.56	3.96	4.33
E . . .	8.19	7.50	6.73	10.48	6.80	8.73	6.06	6.74	6.63	6.07	11.85	7.93	7.80
ESE . .	7.82	6.27	3.54	5.58	4.55	3.76	3.34	4.11	5.44	5.28	10.06	5.48	5.42
SE . . .	4.03	1.80*	4.51	5.19	3.06*	4.61	3.37	4.50	3.39	4.28	6.87	6.33	4.34
SSE . .	3.49*	2.67	3.00*	2.78*	3.14	2.34*	2.61*	3.59*	2.20*	4.09*	5.90*	4.29*	3.36*
S	6.79	4.53	6.17	3.19	4.30	2.94	3.07	7.41	5.54	8.70	9.71	6.93	5.78
SSW . .	10.41	8.19	9.12	5.19	3.51	3.67	6.17	5.83	6.70	10.87	7.36	15.68	7.73
SW . . .	10.17	9.89	9.14	6.91	5.19	4.77	10.57	10.42	10.57	12.18	6.85*	10.58*	8.93
WSW . .	11.01	11.05	8.71	10.13	6.78	9.31	9.68	9.69	13.17	11.23	9.20	12.08	10.15
W . . .	12.49	18.04	15.01	10.50	9.41	12.61	15.30	14.72	16.18	9.18	12.73	8.86	12.88
WNW .	7.07	10.70	12.23	9.89	10.18	17.32	17.17	11.18	11.32	4.68	6.02	7.01	10.37
NW . .	4.06	5.14	6.76	7.20	10.00	9.03	9.11	6.19	5.77	4.20	2.47	3.15	6.09
NNW . .	2.21	2.90	3.85	3.61	5.40	4.24	3.70	2.99	2.20	2.44*	1.44	1.45*	3.04
C	0.09	0.19	0.32	0.04	0.21	0.28	0.04	0.19	0.18	0.79	0.30	0.80	0.29
		0.20			0.18			0.14			0.63		

Auch die sekundären Extreme sind durch Fettdruck gekennzeichnet. Das Hauptmaximum der Windstärke fällt, wie zu erwarten, in der Mehrzahl der Monate auf den W-Wind. Nur im Oktober tritt der Südwest an seine Stelle. Im November liegt auch bei S-Wind ein Maximum, das sich im Dezember nach SSW verschiebt und noch im Januar angedeutet ist. Ferner verschiebt sich das Maximum von Mai bis Juli nach WNW.

Fig. 3.



Ein sekundäres Maximum der Häufigkeit weist stets — die Ausnahme im Oktober dürfte auf zu kleiner Zahl der Beobachtungsjahre beruhen — der E-Wind auf. Die Intensität dieses Nebenmaximums zeigt zwei deutliche Maxima: im April und November.

Ein drittes Häufigkeitsmaximum findet sich außer im November und Dezember auch noch im Mai: Hier ist es der Nordnordost, der im Jahresmittel das Haupt-

[1]) Wenigstens im Freien! In der Stube dürften empfindliche Personen, zu denen Verfasser — nicht zu seiner Freude — gehört, schon geringere „Windgeschwindigkeiten" als „Zug" empfinden, aus leicht ersichtlichen Gründen, die ich hier auszuführen unterlasse.

Digitized by Google

minimum der Häufigkeit zeigt! Dieses Maximum steht natürlich mit den „Eisheiligen" in Kausalnexus und beweist, daß der Mai seinen deutschen Namen „Wonnemond" mit recht wenig Berechtigung führt.

Die beiden Minima liegen bei NNE und SSE, das letztgenannte in allen Monaten, das erste schwankt von NNW bis NE.

Fig. 3 gibt eine graphische Darstellung dieser Verhältnisse.

Ferner gibt die Tabelle VI die Häufigkeit der Winde, nach Quadranten zusammengefaßt. Der N-Quadrant hat im Mai sein Maximum, im November sein Minimum; der S-Quadrant im Dezember das Maximum, im Juni das Minimum. Die Winde aus dem E-Quadranten sind im April und November, die aus W im Februar und Juli am häufigsten.

Tabelle VI.

Monat/Quadrant	N	E	S	W	NE	SE	SW	NW
Januar	10.17	24.24	27.79	37.68	15.14	22.84	41.24	20.68
Februar	12.12	19.06	21.23	47.30	13.17	16.76	40.42	29.39
März	13.07	17.59*	25.12	43.90	12.81	17.51	37.57	31.82
Winter	*11.79*	*20.30*	*24.71*	*42.96*	*13.71*	*19.04*	*39.74*	*27.30*
April	17.51	27.50	17.22	37.58	22.55	20.39	29.08	27.78
Mai	27.89	22.86	15.08	33.97*	28.62	16.30	22.34*	32.55
Juni	18.19	21.73	13.63*	46.14	18.81	16.55	25.53	38.82
Frühling	*21.20*	*24.03*	*15.31*	*39.23*	*23.33*	*17.75*	*25.65*	*33.05*
Juli	14.94	14.15*	18.81	51.99	11.00*	13.89*	35.61	39.42
August	13.88	17.72	24.29	43.90	13.77	19.28	37.01	29.72
September	12.08	17.41	21.42	48.83	12.03	17.12	41.30	29.31
Sommer	*13.63*	*16.43*	*21.51*	*48.24*	*12.27*	*16.76*	*37.97*	*32.82*
Oktober	11.96	22.05	31.89	33.28	17.57	21.04	43.22	17.36
November	6.79*	30.94	29.83	32.61*	14.97	33.62	34.64	16.96*
Dezember	7.55	21.43	35.35	34.82	12.43	23.54	46.24	16.96*
Herbst	*8.77*	*24.81*	*32.36*	*33.57*	*14.99*	*26.07*	*41.37*	*17.09*
Jahr	*13.85*	*21.39*	*23.47*	*41.00*	*16.08*	*19.91*	*36.14*	*27.52*

Bezeichnet man die N-Richtung mit 0°, die E-Richtung mit 90° usw., so daß z. B. NNE einem Winkel von $22^1/_2{}^0 = w$ entspricht (wie in Fig. 3 — eigentlich weht der Wind ja nach der entgegengesetzten Richtung!), so stellt folgende Formel die prozentische Häufigkeit H der einzelnen Windrichtungen dar:

$$H = 6.23 + 3.17\cos(w - 245^0) + 2.67\cos(2w - 169.5^0) + 0.76\cos(3w - 258.5^0) + 1.14\cos(4w - 39^0) \text{ Proz.}$$

Die durchschnittliche Abweichung beträgt 0.48 Proz.

Die Beständigkeit der Winde aus bestimmten Richtungen ist nach vorgenommenen Stichproben ihrer Häufigkeit annähernd proportional.

§ 5. Stärke der einzelnen Windrichtungen. Die Geschwindigkeit der einzelnen Windrichtungen, in Metern pro Sekunde ausgedrückt, gibt die nachstehende Tabelle VII, ebenso das Mittel für die Quadranten.

Wie aus der letzten Spalte hervorgeht, sind nahezu die häufigsten Winde auch die stärksten, die seltensten die schwächsten. So sind die Winde aus dem N-Quadranten zugleich am schwächsten und seltensten, ein doppelter Vorzug des Klimas, den Potsdam mit ganz Mitteleuropa teilt, sofern nicht lokale Verhältnisse (Bora in Triest, Mistral an der Rhone!) die Sache verschieben. Skandinavien aber kommt, zumal in seinem nördlichen Teile, häufiger auf die Polarseite der Depressionen (wir nur im Mai, siehe oben), deshalb sind dort die N-Winde zweifellos häufiger und heftiger, wenn auch selbst dort die W- und SW-Winde entschieden noch vorherrschen.

Digitized by Google

Tabelle VII. Geschwindigkeit (Stärke) der Windrichtungen.

	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	Mittel	Häufigkeit
N	3.70*	3.08*	4.28	3.37*	3.60	4.01	3.46*	3.64*	—
NNE	3.92	3.50	3.72	3.70	3.85	3.19*	4.12	3.71	Minimum
NE	3.94	3.78	3.76	3.99	4.08	4.26	4.12	3.99	—
ENE	4.85	4.86	4.12	4.67	5.13	4.55	5.54	4.82	—
E	5.24	5.06	5.15	4.71	5.63	4.85	5.12	5.11	Maximum
ESE	5.66	5.83	5.48	5.53	5.00	4.99	4.97	5.35	—
SE	5.37	5.31	4.80	4.33*	4.64	4.81*	4.39*	4.81*	—
SSE	5.24	4.86*	4.48*	4.67	4.56*	5.25	4.92	4.85	Minimum
S	5.21*	4.94	4.54	5.11	4.72	5.42	4.91	4.98	—
SSW	5.87	6.06	5.44	5.95	5.85	6.09	5.43	5.71	—
SW	6.47	6.70	5.39	6.09	5.69	6.15	5.92	6.06	—
WSW	7.27	7.50	5.55	6.23	6.17	6.60	6.14	6.49	—
W	6.24	5.80	6.47	6.59	6.83	6.94	6.05	6.42	Maximum
WNW	5.89	5.39	6.35	5.61	6.60	6.45	5.59	5.98	—
NW	4.65	4.72	4.78	4.13	4.63	4.64	4.66	4.60	—
NNW	4.40	3.92	3.45*	4.10	3.39*	4.47	4.48	4.03	—
Differenz	3.57	4.42	3.02	3.22	3.44	3.75	2.68	2.85	

Quadranten.

N	E	S	W	Differenz	NE	SE	SW	NW	Differenz
3.92*	4.92	5.24	6.06	2.14	4.22*	5.02	5.99	4.91	1.77

Tabelle VIII gibt für E- und W-Winde Monatswerte der Windgeschwindigkeit, und zwar außer dem siebenjährigen Mittel in den Zeilen Maximum und Minimum das höchste und tiefste im Laufe der Jahre 1894 bis 1900 vorgekommene Monatsmittel. Ferner stehen unter „Durchschnitt" die schon in Tabelle I aufgeführten Monatsmittel D der Windgeschwindigkeit zum Vergleich, überdies sind die Differenzen D minus E, W minus D und W minus E noch besonders aufgeführt.

Tabelle VIII. Monatsmittel der Windgeschwindigkeiten für E- und W-Wind.

		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Extrem
E	Maximum	7.07	7.49	6.80	6.13	5.99	5.99	4.96*	5.75	5.64	6.85	5.92	7.39	7.49
	Minimum	2.94*	3.04	3.36	3.80	3.87	4.15	3.57	3.63	4.12	3.27*	4.86	4.88	2.94
	Differenz	4.13	4.45	3.44	2.35	2.12	1.84	1.39*	2.12	1.52	3.58	1.06*	2.51	4.55
	Mittel	*4.96*	*4.76*	*4.87*	*4.91*	*4.74*	*4.98*	*4.91*	*4.50**	*4.76*	*4.83*	*5.37*	***5.92***	—
W	Maximum	8.26*	9.68	9.97	7.38	6.37	6.48	6.33*	6.34	7.25	6.87	8.05	9.82	9.97
	Minimum	3.00*	4.32	5.11	4.98	3.83*	4.67	5.12	4.70	5.17	2.54*	3.45	5.38	2.54
	Differenz	5.26	5.36	4.86	2.40	2.54	1.81	1.19*	1.64	2.08	4.33	5.60	4.44*	7.43
	Mittel	*6.60*	*6.94*	***7.11***	*5.96*	*5.33**	*5.71*	*5.70*	*5.72*	***5.98***	*4.91**	*5.85*	***7.36***	—
Durchschnitt (D)		*5.93*	***6.22***	*5.92*	*5.10*	*4.90**	*4.98*	***5.13***	*4.95**	*5.15*	*5.26*	*5.67*	***6.21***	—
W minus E		1.64	2.18	2.24	1.05	0.59*	0.73	0.79	1.22	1.22	0.08*	0.48	1.44	—
D „ E		0.97	1.46	1.05	0.19	0.16	0.00*	0.22	0.45	0.39	0.43*	0.30	0.29	—
W „ D		0.67	0.72	1.19	0.86	0.43	0.73	0.57	0.77	0.83	0.35*	0.18	1.15	—

Es sei eine kurze Diskussion der Tabellenwerte gestattet. Die Windstärke des E-Windes ist von Januar bis Oktober fast konstant und zeigt nur im Dezember ein entschiedenes Maximum. Ganz anders beim W-Wind. Hier findet sich, wie im Durchschnittswerte aller Richtungen, ein winterliches Maximum, gespalten durch ein sekundäres Januarminimum. Das Hauptminimum fällt merkwürdigerweise nicht in den Mai, sondern in den Oktober. Möglicherweise liegt diese Unregelmäßigkeit an der zu kleinen Zahl von Beobachtungsjahren. Ich lasse deshalb hier noch die ausgeglichenen Monatsmittel folgen (jeder Wert ist durch das Mittel aus ihm selbst und seinen beiden Nachbarwerten ersetzt):

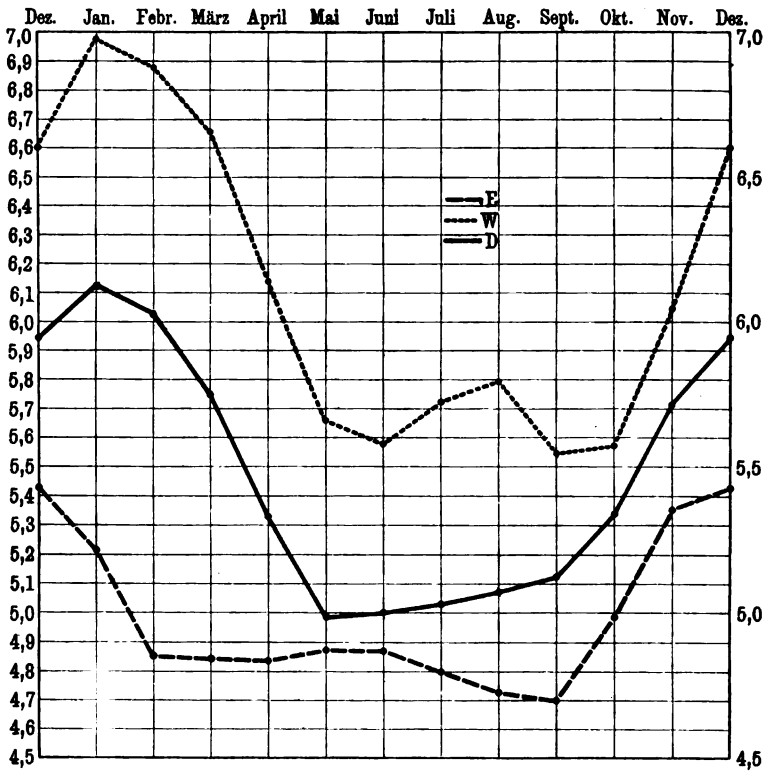
Tabelle IX. Ausgeglichene Monatsmittel der Windgeschwindigkeit.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
E	5.21	4.86	4.85	4.84	4.88	4.88	4.80	4.72	4.70*	4.99	5.37	5.42
W	6.97	6.88	6.67	6.13	5.67	5.58	5.71	5.80	5.54*	5.58	6.04	6.60
D	6.12	6.02	5.75	5.31	4.99*	5.00	5.02	5.08	5.12	5.36	5.71	5.94

Digitized by Google

Hier ist natürlich, wie auch beistehende Figur erkennen läßt, der jährliche Gang viel regelmäßiger und stimmt für E und W so ziemlich überein, nur daß die Amplitude der Änderung bei W doppelt so groß ist als bei E. Eigentümlicherweise zeigen E und W das Minimum im September.

Fig. 4.



§ 6. Windwege. Das Produkt aus mittlerer Windstärke und Häufigkeit der betreffenden Richtung gibt den Windweg. Er ist in den folgenden Tabellen in Kilometern ausgedrückt.

Tabelle X. Windwege der einzelnen Richtungen (km).

	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	Mittel
N	2 693*	1 768*	5 816	3 986*	2 930	5 459	3 342*	3 713
NNE	3 092	2 070	3 393	5 238	3 133	3 073*	4 366	3 481*
NE	5 598	5 430	3 988	4 650	2 374*	3 290	3 593	4 132
ENE	5 238	6 841	3 321*	5 331	9 686	4 312	12 736	6 781
E	**18 712**	10 443	10 963	**11 932**	**12 136**	**8 433**	**15 528**	**12 592**
ESE	6 277	9 738	**12 358**	11 610	11 050	5 428	7 715	9 168
SE	8 837	**14 086**	6 292	5 506*	3 358*	4 343*	4 694*	6 731
SSE	3 733*	4 264*	4 435*	5 853	5 050	6 008	6 605	5 135*
S	9 108	13 333	5 763	9 205	6 158	9 786	10 499	9 122
SSW	12 992	**22 664**	10 608	11 356	15 675	14 723	11 864	14 269
SW	**32 358**	15 550	13 130	14 279	12 650	18 335	15 222	17 361
WSW	19 434	16 912	17 275	17 865	30 434	20 730	21 207	20 551
W	25 911	18 582	**28 235**	**30 168**	22 467	**33 945**	**24 094**	**26 200**
WNW	12 231	13 088	24 879	16 588	**31 598**	25 318	15 947	19 950
NW	8 330	13 828	12 144	7 322	5 236	9 889	5 515	8 895
NNW	3 263	2 652	3 985	4 345	2 761	5 892	4 222	3 874
C	40	72	23	94	52	20	16	45
Jahressumme	177 846	171 323	166 607	165 328	176 748	178 984	167 166	172 000

Maxima und Minima fallen auf die gleichen Richtungen wie bei der Häufigkeit. Während sich aber die Häufigkeiten rund so verhalten:

$$\text{NNE}:\text{SSE}:\text{E}:\text{W} = 1:1:2.5:4,$$

Digitized by Google

sind diese Verhältnisse bei den Windwegen:

$$NNE:SSE:E:W = 1:1.5:4:8,$$

was, wie bereits bemerkt, eben daher rührt, daß die seltensten Winde auch nahezu die schwächsten, die häufigsten die stärksten sind.

Die Jahressumme beträgt im Mittel 172000 km. Um diesen enormen Betrag wird die Luft also bei uns im Laufe des Jahres hin und her bewegt. Es ist aber auch möglich, aus der Tabelle die mittlere Windrichtung und -geschwindigkeit im Jahresmittel zu finden, indem man die Windwege der 16 Richtungen vektoranalytisch addiert. Man kann dabei die Erdoberfläche unbedenklich als eben ansehen. In dieser Ebene sei die Richtung nach Norden und nach Osten positiv, bei Einführung von Polarkoordinaten soll die nach E gehende Achse als Polarachse dienen und die Winkel nach N zu positiv gerechnet werden. Zur Zerlegung in die Komponenten sind dann die Windwege für die einzelnen Richtungen mit folgenden Faktoren zu multiplizieren:

	Komp. E	Komp. N
N	—	— 1
NNE	— 0.382 68	— 0.923 88
NE	— 0.707 107	— 0.707 107
ENE	— 0.923 88	— 0.382 68
E	— 1	—
ESE	— 0.923 88	+ 0.382 68 usw.

Die Komponenten K_E und K_N der Resultante aller Windwege erhält man dann durch einfache Summation. Die Größe des resultierenden Windweges selbst wird $\sqrt{K_E^2 + K_N^2}$, seine Richtung unter Zugrundelegung obiger Definition arc tan $\frac{K_N}{K_E}$.

Die Ausführung der Rechnung ergibt:

$$K_E = + 50821 \text{ km}, \quad K_N = + 25508 \text{ km},$$

$$\sqrt{K_E^2 + K_N^2} = 56863 \text{ km}, \text{ arc tan } \frac{K_N}{K_E} = + 26.7°.$$

Hiernach ist die mittlere Windrichtung für Potsdam in den Jahren 1894 bis 1900 annähernd Westsüdwest gewesen, und es wurde die Luft im Jahresmittel mit einer Geschwindigkeit von 6.5 km in der Stunde von WSW nach ENE bewegt.

Das Material ist nicht ausreichend, um für die Jahreszeiten oder gar Monate eine gleiche Rechnung zu gestatten, der mittlere Fehler würde zu groß werden. Doch steht soviel fest, daß die Resultante aller Winde von Oktober bis Dezember mehr eine rein südwest- bis nordöstliche Richtung haben wird, im Mai hingegen von WNW nach ESE gehen wird. Auch die Größe der Resultante wird einen starken jährlichen Gang haben und weit mehr schwanken als die mittlere Windstärke.

Bemerkt möge hier noch werden, daß beim Ablesen der Windrichtung aus der Registrierung sehr wahrscheinlich systematische Fehler kaum zu vermeiden sind, so daß z. B. eine Person statt NW fast immer NNW oder WNW abliest, um „recht genau“ zu sein; ein anderer ist vielleicht geneigt, die Zwischenrichtungen seltener zu schätzen. Wesentliche Fehler der Resultate dürften jedoch hierdurch kaum entstanden sein.

§ 7. Vergleichung der geschätzten Windstärke mit der registrierten Windgeschwindigkeit. Zu den drei Hauptterminen wird die Windstärke nach der üblichen Beaufortschen Skala geschätzt. Die abgedruckten stündlichen Werte der Windgeschwindigkeit sind nun zwar Mittelwerte für die ganze Stunde, sind

Digitized by Google

also im Einzelfalle mit den Schätzungen der augenblicklichen Windstärke nicht vergleichbar. Im Mittel eines längeren Zeitraumes wird man dies aber ohne wesentlichen Fehler tun dürfen.

Für das Jahr 1894 habe ich eine derartige Vergleichung durchgeführt und zwar für Sommer- und Winterhalbjahr (April bis September und Oktober bis März) getrennt. Folgende Tabelle enthält die Resultate.

Tabelle XI.

Windstärke, geschätzt nach Beaufort	Windgeschwindigkeit (mps.)				
	Winter	Sommer	Mittel	Formel	Abweichung
0	1.1	1.7	*1.4*	1.4	± 0.0
1	2.6	2.7	*2.6*	2.7	— 0.1
2	4.1	3.9	*4.0*	4.0	± 0.0
3	5.3	5.0	*5.1*	5.3	— 0.2
4	6.4	7.2	*6.8*	6.6	+ 0.2
5	8 6	7.7	*8.2*	7.9	+ 0.3
6	9.9	8.4	*9.1*	9.2	— 0.1
7	10.5	8.8	*9.7*	10.5	— 0.8
8	13.5	10.0	*11.8*	11.8	± 0.0
9	(17.0)	—	—	—	—
10	(15.6)	—	—	—	—
11	—	—	—	—	—
12	—	—	—	—	—

Hiernach werden die kräftigeren Winde im Sommer entschieden höher geschätzt als im Winter, offenbar, weil sie im Sommer seltener sind. Bei heftigen Winden werden die Schätzungen sehr unsicher. Bezeichnet man die geschätzte Windstärke mit B, die Windgeschwindigkeit in Metern pro Sekunde mit W, so resultiert die Formel:

$$W = 1.4 + 1.3\,B.$$

Die Schätzungen auf die Registrierungen mit einem mittleren Fehler von nur 0.2 mps., bis Stärke 6, ist sogar die Abweichung nur 0.15 mps. Im Einzelfalle sind die Schätzungen natürlich ziemlich ungenau, persönliche Einflüsse spielen hier eine große Rolle, ferner die anderen meteorologischen Elemente, zumal Temperatur und relative Feuchtigkeit.

§ 8. Schlußbemerkung. In diesem Aufsatze ist die Luftbewegung für sich allein behandelt. Ein folgender soll einiges über ihren Zusammenhang mit den übrigen meteorologischen Elementen, speziell Temperatur, Bewölkung, Feuchtigkeit und Niederschlag bringen.

Potsdam, 27. Oktober 1907.

Kleinere Mitteilungen.

Messungen der Sonnenstrahlung auf dem Montblanc im Jahre 1907. Der „Naturwissenschaftlichen Rundschau“ vom 23. April 1908 entnehmen wir das folgende Referat über eine Abhandlung in den Compt. rend. **146**, 252 bis 254 (1908).

Wie im Sommer 1906 haben die Herren C. Féry und G. Millochau auch im Jahre 1907 einen Aufenthalt auf dem Gipfel des Montblanc, und zwar vom 19. bis 30. August, speziell zur Untersuchung der Wärmestrahlung der Sonne genommen und berichten kurz über die Ergebnisse ihrer Messungen. Die Tage 21, 22, 25, 26, 27 und 30 waren für aktinometrische Beobachtungen geeignet; besonders aber der 22., obwohl an dem Tage die Messungen nur von 10^{a} bis 7^{p} fortgesetzt werden konnten. Die aus den Messungen dieses Tages erhaltene Kurve des täglichen Ganges der Wärmestrahlung paßt sich mit sehr großer Genauigkeit dem Bouguerschen Gesetze an. Von den Beobachtungen der anderen Tage

Digitized by Google

stimmen einzelne Teile der Tageskurve mit dem genannten Gesetze, während andere, die genau zusammenfallen mit registrierten Schwankungen der Feuchtigkeit, von demselben abweichen. Hieraus schließen die Verfasser, daß die plötzlichen Zunahmen der Absorption von atmosphärischen Wellen feuchter Luft aus den tieferen Schichten herrühren, die an den Gehängen des Montblancmassivs emporgestiegen sind. Aus den Tageskurven der Wärmestrahlung, namentlich aus der zuverlässigsten des 22. August, berechnen die Herren Féry und Millochau die Strahlung der Mitte der Sonnenscheibe außerhalb der Erdatmosphäre und erhalten aus derselben die effektive Temperatur des Zentrums $T = 5555^0$ absolut. Im Vorjahre hatten sie für dieselbe Temperatur den Wert 5620^0 gefunden. Messungen längs eines Sonnendurchmessers ergaben für die Absorption der Sonnenatmosphäre 40 Proz., woraus die Temperatur des Sonnenkerns 6042^0 folgen würde; im Jahre 1906 war die Absorption = 37 Proz. und die Kerntemperatur = 6132^0 gefunden.

Der April 1908 auf dem Sonnblickgipfel. Der April 1908 war auf dem Sonnblick einer der kältesten seit dem Beginn der Beobachtungen im Jahre 1887. Er blieb um 2.7° unter dem Mittel und war sehr niederschlagsreich. Im folgenden stellen wir einige Ergebnisse der Beobachtungen zusammen und vergleichen sie mit jenen von Wien.

Der April 1908 auf dem Sonnblick 3104 m und in Wien 202 m.

	Temperatur							
					Mittleres		Absolutes	
	7a	2p	9p	Mittel	Max.	Min.	Max.	Min.
Sonnblick	— 12.8	— 10.1	— 11.6	— 11.5	— 9.4	— 14.3	— 3.9 (28.)	— 21.4 (2.)
Wien	5.7	10.6	8.2	8.2	11.4	4.6	17.5 (17.)	1.4 (23.)

	Dampfdruck				Relative Feuchtigkeit			Niederschlags-	
	7a	2p	9p	Mittel	7a	2p	9p	Menge	Tage
Sonnblick	1.6	2.0	1.8	1.8	94	96	95	291	29
Wien	5.5	5.4	5.7	5.5	80	57	70	57	21

	Bewölkung			Windhäufigkeit								
	7a	2p	9p	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
Sonnblick	8.0	9.6	8.6	15	6	2	6	15	27	7	12	0
Wien	7.4	8.1	7.7	10	6	4	10	4	3	17	16	20

Das eigentlich Charakteristische der Witterung im April war die ziemlich gleichmäßige Kälte ohne ungewöhnliche Extreme, sowie die große Trübung des Himmels. Auf dem Sonnblick fiel nur Schnee am 8. April 28 mm (als Wasser gemessen), in Wien fiel an vier Tagen Schnee. Sonnblick meldet Wetterleuchten am 18. und 28., Wien hatte ein Gewitter am 17. um 7^h p.

A. Gockel über den Gehalt der Bodenluft an radioaktiver Emanation[1]. Ausgedehntere Messungsreihen über die Abhängigkeit des Emanationsgehaltes der Bodenluft von meteorologischen Faktoren liegen bis jetzt nur von Brandes[2]) in Kiel vor. Leider erstrecken auch diese sich nur auf die Zeit von Mitte März bis Ende August eines Jahres. Es erschien mir deshalb von Interesse, derartige Beobachtungen auch über die kältere Jahreszeit auszudehnen, um insbesondere den Einfluß einer Schneedecke und des Gefrierens des Bodens festzustellen.

Die Ursache der Änderung des Emanationsgehaltes in ein und derselben Tiefe findet Brandes vorwiegend in den Änderungen des Luftdruckes.

Andauerndes Sinken des Barometers während eines oder mehrerer Tage war nach ihm durchwegs mit einer entsprechend langsamen Steigerung des Emanationsgehaltes verbunden und umgekehrt das Steigen des Luftdruckes mit der entsprechenden Abnahme des Emanationsgehaltes der Bodenluft. Doch fügt er die einschränkende Bemerkung hinzu: Besonders schnellen und starken Änderungen des Luftdruckes vermochten die im umgekehrten Sinne stattfindenden Schwankungen des Emanationsgehaltes nicht sofort zu folgen, so daß oft noch ein hoher Emanationsgehalt beobachtet wurde, wenn der Luftdruck auch schon wieder

[1]) Phys. Zeitschr. 9 (9), 304 bis 306.
[2]) Inaug.-Diss., Kiel 1905.

Digitized by Google

höhere Werte erreicht hatte. Ein Einfluß des Barometerstandes ließ sich überhaupt nicht sicher feststellen. Regenfälle schienen die Durchlässigkeit der Erdkapillaren zu beeinträchtigen und ließen deshalb die angegebene Abhängigkeit des Emanationsgehaltes vom Barometerstande nicht so deutlich zutage treten. Kähler[1]), der später am gleichen Orte noch einige weitere Beobachtungen vornahm, erhielt sogar im Mittel bei steigendem Barometer höhere Werte als bei sinkendem.

Die von mir angewandte Beobachtungsmethode war die übliche. Mittels einer Saugflasche wurde unter eine mit Fenstern versehene Metallglocke von 10 Liter Inhalt, unter welcher ein Elektroskop nach Elster und Geitel mit Spiegelablesung nebst aufgesetztem Zerstreuungskörper stand, jeweils 6 Liter Bodenluft eingesaugt.

Bei trockenem Wetter fand ich die Angaben von Brandes über den Zusammenhang von Schwankungen des Barometerstandes und des Emanationsgehaltes der Bodenluft im allgemeinen bestätigt.

In viel höherem Grade aber machen sich die Änderungen der Durchlässigkeit des Bodens bemerkbar. Am 19. Februar, nach einer langen Frostperiode, war der Emanationsgehalt 490 (willkürliches Maß). Am darauf folgenden Tage trat Tauwetter ein, und trotz sinkendem Barometer sank auch der Emanationsgehalt bis zum 21. auf 140 und hielt sich auf diesem Betrag während des Restes des Monates. Als am 3. März die Bodentemperatur, gemessen in 5 cm Tiefe, wieder auf -0.4^0 sank, stieg auch trotz zunehmendem Luftdruck der Emanationsgehalt wieder auf 200. Niederschläge, besonders Regen, führen durchwegs eine Erhöhung des Emanationsgehaltes mit sich. Vom 12. auf den 14. Dezember stieg infolge von Regenböen der Emanationsgehalt von 165 allmählich auf 305. Als am 15. und 16. das Barometer von 690 auf 700 mm stieg und an Stelle der Regenböen vereinzelte, allmählich schwächer werdende Schneegestöber traten, fiel auch Eg. (Emanationsgehalt) wieder auf 120. Sogar äußerst schwache, im Ombrometer kaum meßbare Niederschläge können auch bei steigendem Barometer den Emanationsgehalt der Bodenluft erhöhen. Schneefall beeinflußt Eg. nicht, offenbar weil kein Schneewasser in den Boden eindringt und der Schnee ein Entweichen der Bodenluft in die Schneedecke selbst, wo die Emanation dann allerdings zurückgehalten wird, gestattet. In der Nacht vom 28. auf den 29. Februar bildete sich eine Schneedecke von 11 cm Höhe, trotzdem und trotz dem stark fallenden Barometer (10 mm in 24 Stunden) ging Eg. von 155 auf 145 herunter. Die Bodentemperatur schwankte zwischen 0^0 und $+ 2^0$. Als am 3. März die Bodentemperatur auf -0.4^0 sank, stieg trotz steigendem Barometer Eg. auf 200, wahrscheinlich auch deshalb, weil die Schneedecke bei der mittags bis auf $+ 10^0$ steigenden Lufttemperatur allmählich geschmolzen und so Wasser in den Boden eingedrungen war. Wenn bei böigem Wetter das Barometer tagelang nur Schwankungen von 1 bis 2 mm Amplitude aufweist, vermindert sich die in 1 m Tiefe vorhandene Emanationsmenge — selbst wenn die Resultierende der verschiedenen Bewegungen schließlich eine Abnahme des Barometerstandes ist.

Die Annahme Eberts, daß bei solchem Wetter Luft in stärkerem Maße aus dem Boden austritt, erscheint demnach begründet.

Für den Emanationsgehalt der Bodenluft ist also offenbar nicht nur die Geschwindigkeit, mit der Emanation aus den tieferen Schichten nachdringt, sondern auch diejenige, mit welcher sie aus den obersten Schichten entweicht, maßgebend. Der von mir beobachtete Maximalwert des Emanationsgehaltes (am Ende der Frostperiode) verhält sich zum Minimalwert wie 4 : 1, während Brandes für dasselbe Verhältnis nur 1.4 : 1 gefunden hatte.

Eine Schwierigkeit bleibt übrig. Die größte Ansammlung von Emanation. in einer gewissen Tiefe ergab sich bei gefrorenem Boden. Unter denselben Umständen fanden aber Beobachter an den verschiedensten Orten auch den stärksten Gehalt der atmosphärischen Luft an radioaktiver Emanation. Wo rührt diese her, wenn sie nicht aus dem Boden austreten kann? Die Messungen von Eve[2]) auf dem Atlantischen Ozean haben zwar gezeigt, daß die Emanation auch auf weite Strecken durch den Wind verschleppt werden kann, es ist aber doch schwer einzusehen, aus welchen Gegenden etwa die hohen, bei starkem Frost in Kanada oder im abgeschlossenen Hochtale von Arosa beobachteten Beträge der Atmosphäre an Emanation stammen sollen, zumal im Gebiete einer Antizyklone die Luftbewegung

[1]) Kähler, Meteor. Zeitschr. 23, 253 (1906).
[2]) S. A. Eve, Phil. Mag. 12, 189 (1906).

Digitized by Google

schwach ist. Will man nicht annehmen, daß die bei dieser Wetterlage gemessenen Emanationsbeträge durch die absteigende Luftströmung aus den höheren Schichten der Atmosphäre herabgetragen werden, so bleibt nur die Annahme übrig, daß infolge der Windstille und der absteigenden Luftbewegung die Emanation sich in der Nähe des Erdbodens ansammelt und so, trotz der geringen Menge, die dem Erdboden entströmt, eine Anreicherung in den untersten Schichten der Atmosphäre stattfindet. Eine Entscheidung zwischen den beiden Annahmen wird sich erst treffen lassen, wenn wir einmal über die Verteilung der Emanation in der Atmosphäre in vertikaler Richtung unterrichtet sind. Zurzeit wissen wir darüber noch gar nichts. Beobachtungen im Ballon nach dieser Richtung scheinen mir von hohem Werte zu sein.

Freiburg (Schweiz), März 1908.

Regenfall in Elsaß-Lothringen. Wir möchten nur darauf aufmerksam machen, daß in dem eben erschienenen Meteorol. Jahrbuch für 1905, Elsaß-Lothringen (Straßburg 1907, Direktor Prof. Dr. Hugo Hergesell), sich 25jährige und 30jährige Mittelwerte des Regenfalles für eine größere Anzahl von Stationen finden (für 59 Orte 25jährige und für 20 Orte 30jährige Mittel, 1876 bis 1905). Überdies findet man daselbst auch die einzelnen Lustren-Mittel zwischen 1876 bis 1905.

Wir teilen die Normalsummen von einigen Orten mit den kleinsten und mit den größten Regenmengen mit.

Vorerst wollen wir einige 30jährige Mittel anführen:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Colmar, 190 m.												
21*	25	30	37	50	**65**	60	48	49	**53**	35	29	499
Straßburg-Neudorf, 140 m.												
32*	37	45	50	65	82	**88**	70	66	66	45	43	687
Melkerei, 935 m.												
111*	128	136	111*	116	125	**133**	111*	115	157	138	**173**	1555

Auffallend ist die kleine Regenmenge von Colmar, Alt-Breisach hat auch nur 565. Die Regenverteilung auf die Monate ist recht verschieden an den drei Stationen.

Regenfall in Elsaß-Lothringen 1881 bis 1905.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Colmar, 48°4′ N, 7°21′ E, 190 m.												
22*	23	28	33	50	**61**	60	48	49	52	35	28	487
Straßburg-Neudorf, 48°34′ N, 7°44′ E, 140 m.												
31*	31*	44	42	63	74	**86**	67	64	64	43	41	651
Alfeld, 47°49′ N, 6°52′ E, 620 m.												
145	151	188	137	141	145	147	126*	146	**242**	185	**241**	1995
Melkerei, 48°25′ N, 7°18′ E, 935 m.												
112	104	125	99*	116	124	132	103	113	160	138	**168**	1497
Belchen, 47°53′ N, 7°6′ E, 1390 m.												
172	122	194	120*	131	163	150	133	138	185	167	**232**	1913

Eine neue Störung der atmosphärischen Polarisation, nachgewiesen aus Beobachtungen der neutralen Punkte von Babinet und Arago im Jahre 1907.

In den beiden hier folgenden Tabellen teile ich die Ergebnisse meiner Beobachtungen der neutralen Punkte von Babinet und Arago aus dem Jahre 1907 mit. Dieselben bilden eine Fortsetzung meiner Mitteilungen aus den Jahren 1905 und 1907. Bezüglich der Berechnung der den einzelnen Sonnenhöhen entsprechenden Werte für die in den Tabellen niedergelegten Abstände der beiden Punkte verweise ich auf die früheren Arbeiten.

Wenn wir die beiden Zahlengruppen etwas genauer ansehen, so fällt uns besonders der erhebliche Unterschied zwischen den in den ersten Monaten bis einschließlich April gewonnenen Werten und denen der übrigen Monate auf. Während die Zahlen in dem

Digitized by Google

ersten Zeitraume noch ganz den Charakter der für die zweite Hälfte des Jahres 1906 gefundenen Werte zeigen und im Mittel eine weitere Abnahme erkennen lassen (bei Untergang der Sonne bei Babinets Punkt etwa um 2°, bei Aragos Punkt um 1°), sind die Werte in dem zweiten Zeitraume im allgemeinen höher und tragen wiederum deutlich den Charakter einer Störung an sich. Besonders auffallend tritt diese Eigenschaft bei Aragos Punkt vor Sonnenuntergang hervor, indem hier die Werte im zweiten Zeitraume im Mittel ungefähr um fünf Grad größer sind als im ersten. Sie stimmen ziemlich gut überein mit den Ende 1904 abgeleiteten Werten (s. diese Zeitschrift, Juni 1905). Auch in meinen im Januar 1908 gewonnenen Beobachtungsreihen sind die Werte noch von derselben Größe.

Tabelle I.

Abstände des neutralen Punktes von Babinet von der Sonne im Jahre 1907.

1907	Wahre Sonnenhöhe 5.5	4.5	3.5	2.5	1.5	0.5	−0.5	−1.5	−2.5	−3.5	−4.5	−5.5°
22. Januar . . .	13.6	13.4	16.5	17.3	17.5	17.8	17.4	17.7	17.2	16.2	—	—
23. „ . . .	15.6	16.6	16.9	17.1	17.5	18.5	18.8	18.4	17.9	17.2	16.7	—
11. Februar . . .	16.7	15.9	16.7	18.5	18.0	17.6	17.2	16.7	16.4	16.1	—	—
3. März	15.5	16.1	16.7	17.8	18.1	18.2	17.8	16.5	17.2	16.8	17.5	—
4. „	15.5	15.1	16.3	17.5	17.1	17.3	17.5	17.1	17.2	17.5	17.9	—
5. „	15.4	15.7	16.4	17.6	18.7	18.9	19.1	18.8	17.5	18.3	18.0	—
24. „	—	—	17.9	18.2	18.5	18.1	17.8	18.6	18.4	18.1	16.7	17.5
27. „	—	15.5	16.6	17.7	18.4	18.0	18.3	18.6	17.8	17.3	17.6	—
29. „	15.5	16.1	16.4	16.9	17.7	18.5	18.9	19.3	19.5	18.9	18.3	18.6
30. „	16.6	15.9	16.5	17.2	18.5	18.2	18.8	19.5	18.8	18.0	17.6	18.3
3. April	14.6	15.8	16.6	17.4	17.8	16.6	16.4	16.1	15.7	16.0	16.3	15.1
10. Mai	—	18.9	18.5	18.5	19.5	19.0	18.4	18.4	17.2	17.6	16.3	—
11. „	18.6	19.5	20.0	20.7	21.2	20.7	21.1	20.2	19.1	18.5	17.3	—
28. „	—	—	19.0	19.5	20.0	19.9	18.6	16.5	17.2	18.1	17.5	—
19. Juli	20.5	21.2	20.9	20.1	19.4	19.5	19.8	18.5	18.0	18.0	16.1	—
11. September . .	—	17.7	18.5	19.7	20.8	21.0	21.3	21.0	20.7	20.4	20.1	—
22. „ . .	—	—	—	21.5	22.3	21.5	19.8	18.8	19.5	17.3	18.1	—
24. „ . .	17.8	18.6	19.9	21.1	20.7	19.9	19.7	19.8	19.5	18.3	17.5	—
28. „ . .	18.1	18.4	18.0	17.5	18.5	19.7	19.2	18.6	18.9	19.1	18.8	18.1
20. Oktober . . .	17.7	18.4	18.5	18.7	19.4	19.8	19.2	15.6	—	—	—	—
2. November . .	16.5	18.3	19.1	19.4	19.6	20.7	17.6	17.7	16.7	15.4	—	—
Mittel Jan.-Mai .	15.4	15.6	16.7	17.6	18.0	18.0	18.0	17.9	17.6	17.3	17.4	—
„ Mai-Nov. .	18.2	18.9	19.2	19.7	20.1	20.1	19.4	18.5	18.5	18.1	17.7	—
Jahresmittel . . .	16.7	17.1	17.8	18.6	19.0	19.0	18.7	18.0	18.0	17.6	17.5	(17.5)

Tabelle II.

Abstände des neutralen Punktes von Arago vom Gegenpunkte der Sonne im Jahre 1907.

1907	Wahre Sonnenhöhe 5.5	4.5	3.5	2.5	1.5	0.5	−0.5	−1.5	−2.5	−3.5	−4.5	−5.5°
22. Januar . . .	20.4	20.1	20.5	20.5	19.5	19.2	19.6	18.6	19.8	21.3	—	—
23. „ . . .	21.6	21.4	21.1	20.9	20.7	20.5	19.5	19.6	21.1	22.0	26.3	—
11. Februar . . .	21.3	21.1	20.5	19.5	18.5	18.4	18.6	18.3	18.1	20.3	27.5	—
3. März	21.3	20.9	20.6	20.2	19.4	18.9	19.2	19.5	19.4	21.2	23.5	—
4. „	20.5	20.1	19.7	19.5	19.3	19.2	19.5	19.9	21.3	22.5	24.9	—
5. „	22.6	22.3	21.6	20.7	20.3	20.1	19.4	19.2	19.5	19.7	23.5	—
24. „	—	—	20.1	19.8	19.5	19.9	19.2	19.4	19.6	20.7	24.3	—
27. „	—	19.5	20.7	20.8	20.6	20.1	20.2	20.4	20.7	21.7	24.4	—
29. „	21.7	21.4	20.6	20.9	20.3	19.5	19.1	18.7	18.5	19.1	20.5	22.4
30. „	21.4	21.1	21.0	20.3	20.0	19.3	18.7	18.5	19.2	20.5	22.4	25.7
3. April	19.1	18.7	18.4	18.6	18.7	18.4	18.1	17.9	18.3	19.0	20.7	21.9
10. Mai	—	26.1	26.0	26.0	24.5	22.5	20.6	19.0	16.8	17.4	18.1	—
11. „	25.4	27.2	26.3	25.8	24.8	22.3	19.4	18.3	17.4	16.5	17.7	—
28. „	—	—	26.5	24.9	23.5	21.3	19.1	17.5	16.8	15.9	16.5	18.9
19. Juli	26.8	24.3	25.6	24.9	23.9	21.5	19.2	17.5	16.5	17.0	18.4	19.6
11. September . .	—	25.3	25.0	24.8	24.7	23.5	22.7	19.2	18.3	18.1	17.9	—
22. „ . .	—	—	—	24.7	24.3	22.5	20.9	21.2	20.5	20.7	22.9	—
24. „ . .	25.2	26.4	25.6	24.4	23.3	23.6	21.4	20.2	20.5	21.7	23.5	—
28. „ . .	26.4	26.6	25.5	24.8	24.5	22.6	21.3	20.4	20.1	20.4	22.2	24.4
20. Oktober . . .	26.3	26.6	26.2	25.8	25.6	23.7	20.8	18.6	18.2	—	—	—
2. November . .	26.5	25.4	25.4	25.6	25.4	22.8	19.4	18.3	19.3	20.6	—	—
Mittel Jan.-Mai	21.1	20.7	20.4	20.2	19.7	19.4	19.2	19.1	19.6	20.7	23.8	—
„ Mai-Nov. .	26.1	26.0	25.8	25.2	24.6	22.6	20.4	19.0	18.4	18.7	19.7	—
Jahresmittel . . .	23.1	23.0	22.8	22.5	22.0	20.9	19.8	19.1	19.0	19.8	22.0	(22.2)

Digitized by Google

Es ist demnach der Schluß berechtigt, daß in der Zeit vom 3. April bis 10. Mai 1907 an meinem Beobachtungsorte (Arnsberg) eine neue optische Störung in der Atmosphäre eingetreten ist, die gegenwärtig noch fortbesteht.

Übrigens ließen auch einige andere optische Erscheinungen erkennen, daß seit Mai 1907 wieder anomale Zustände in der Atmosphäre vorlagen. Im Mai und September zeigten nicht nur die Dämmerungsfarben, insbesondere das erste Purpurlicht, einen gesteigerten Glanz, sondern ich konnte sogar an zwei Tagen bei ungewöhnlich klarer Luft und tiefblauem Himmel, und zwar am 27. September und 20. Oktober, den Bishopschen Ring zur Mittagszeit deutlich erkennen, den ich in den ersten Monaten des Jahres auch bei dem günstigsten Luftzustande stets vergeblich gesucht hatte.

Man wird die Frage nach der Ursache dieser Störung aufwerfen müssen. Daß sie noch mit der großen Störung von 1902 in Beziehung steht, ist ganz ausgeschlossen, da ja die Werte für die Abstände der neutralen Punkte von der Sonne bzw. von deren Gegenpunkt, von geringeren und vorübergehenden Schwankungen abgesehen, bis April 1907 fortwährend abgenommen haben. Wenn aber die Störung unbedingt als eine neue anzusehen ist, ist sie dann ebenso wie die großen Störungen von 1883 bis 1887 und von 1902 bis 1907 auf Vulkanausbrüche zurückzuführen, die etwa in den ersten Monaten des Jahres 1907 oder auch im Jahre 1906 sich ereignet haben? Man könnte an den Ausbruch des Vesuvs vom 10. April 1906 denken, der nach den Ermittelungen von M. Wolf[1]) in Heidelberg für die Zeit vom 13. April bis 16. Juli desselben Jahres in Deutschland, Österreich, den Alpen, Ungarn und zum Teil in Oberitalien eine Trübung der Atmosphäre herbeiführte. Aber dann hätte schon spätestens in den Sommermonaten des Jahres 1906 jene erhebliche Störung in den Abständen der neutralen Punkte eintreten müssen, die ich für Mai 1907 festgestellt habe. Statt dessen zeigen die Werte für 1906 in den Monaten April, Mai und Juni nur eine unbedeutende Zunahme. Demnach wird man die gegenwärtig noch vorliegende neue Störung nicht mit dem Ausbruch des Vesuvs in Verbindung bringen dürfen.

Da andererseits die Störung auch nicht durch lokale Einflüsse herbeigeführt sein kann, so ist die Möglichkeit einer kosmischen Ursache nicht ganz von der Hand zu weisen. Es besteht freilich wenig Aussicht, eine solche Annahme zu prüfen, da die neutralen Punkte noch nicht an vielen, über die ganze Erde zerstreuten Orten messend verfolgt werden. Gewiß würden auch sorgfältige Beobachtungen der mit unbewaffnetem Auge sichtbaren optischen Erscheinungen in der Atmosphäre Anhaltspunkte für das Auftreten und die Verbreitung einer Störung geben können, aber die Messung der Höhe der neutralen Punkte von Babinet und Arago führt sicherer zum Ziele und drückt den Betrag einer Störung gewissermaßen zahlenmäßig aus.

Arnsberg, Ende Januar 1908. Fr. Busch.

Eredia über die Regenwahrscheinlichkeit in Rom. Dr. F. Eredia teilt in den Rendiconti della Acc. dei Lincei (Vol. XVI, Febr. 1907) die Zahl der Regentage zu Rom nach den einzelnen Monaten und in Dezennienmitteln von 1825 bis 1904 mit[2]). Die Mittelzahlen sind:

Regentage und Regenintensität in Rom 1825/1904.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Regentage.												
10.3	8.9	10.2	9.8	7.9	5.7	2.2*	3.3	6.8	10.2	11.4	10.5	97.2
Regenmenge pro Tag.												
7.7	7.0	6.7	6.6*	7.2	7.0	8.2	8.4	10.5	11.2	9.9	7.8	8.3
Häufigkeit des Eintrittes des Maximums der Regentage.												
15	11	9	10	3	0	0	0	2	13	17	17	—
Häufigkeit des Eintrittes des Maximums der Regenmenge.												
7	5	5	2	0	1	0	1	7	20	15	18	—

Das Maximum der Zahl der Regentage tritt am häufigsten im November und Dezember ein, das Maximum der Monatssumme des Jahres am häufigsten im Oktober.

[1]) Vierteljahrsschrift der Astronomischen Gesellschaft 1907, S. 162.
[2]) La piovosità a Roma. Nota del Dott. Filippo Eredia.

Digitized by Google

Herr Eredia teilt auch die Häufigkeit der Regentage mit gewissen Regenmengen für die Jahreszeiten und das Jahr nach Dezennien mit. Wir nehmen das Mittel 1875/1904 für das Jahr.

Mittlere Zahl der Regentage mit gewissen Regenmengen

Tropfen	0.1/5	5/10	10/15	15/20	20/30	30/40	40/50	über 50 mm
29.1	57.1	20.0	11.4	6.6	6.8	2.5	1.3	1.2

J. Hann.

C. Bührer über die Temperatur von Montreux[1]. Herr C. Bührer teilt an der unten zitierten Stelle die normalen Tagesmittel der Temperatur von Montreux mit, abgeleitet aus 25jährigen Aufzeichnungen.

Der kälteste Tag ist der 4. Januar mit — 0.4°, der wärmste der 17. Juli mit 20.7°. Die absoluten Extreme waren — 14.5° am 18. Januar 1891 und — 13.4° am 3. Januar 1905, dann 32.5° am 18. Juli 1904 und 32.1° am 9. Juli 1902. Das Jahresmittel ist 10.1°. Die Monatsmittel sind:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1.1	2.4	5.0	9.7	13.9	17.4	19.5	18.4	15.6	10.3	5.7	2.2	10.1

Einen starken Temperaturrückgang bemerkt man um die Mitte Juni; die fünftägigen Mittel sind:

1./5.	6./10.	11./15.	16./20.	21./25.	26./30.	5./7.	14./16. Juni
17.4	17.2	16.3	16.5	18.3	18.9	17.9	15.7

Ein Temperaturrückgang im Mai ist nicht zu bemerken, wohl aber zu Anfang des Februar.

Herr Bührer teilt auch einige recht bemerkenswerte Fälle von Temperaturinversionen mit zwischen den Stationen Clarens 370 m, Les Avants 978 m und Naye 1975 m. Selbst letztere Station hatte im Winter mehrmals eine höhere Temperatur (im Tagesmittel) als Clarens.

Schubert, der Wasserhaushalt an der Erdoberfläche. Im Verein für Erdkunde zu Dresden sprach Herr Prof. Schubert von der Forstakademie in Eberswalde über den Wasserhaushalt an der Erdoberfläche, der für Meteorologie, Geographie und Wasserbautechnik von gleich großer Bedeutung ist. An der Hand zahlreicher Abbildungen schilderte der Redner die Hauptprobleme desselben. Er stellte zunächst ein einfaches Schema zur Übersicht der Erscheinungen auf: Über einem durch eine geschlossene Kurve umgrenzten Teile der Erdoberfläche denkt man sich eine senkrechte Säule errrichtet, die nach oben bis zur Grenze der Atmosphäre, nach unten bis zu derjenigen des Wasserumsatzes reicht. Der durch den Mantel dieser Säule eintretende Dampfzufluß ist gleich dem Niederschlag innerhalb der Säule, vermindert um die Verdunstung, vermehrt um die Zunahme der Luftfeuchtigkeit. Der Überschuß des Niederschlages über die Verdunstung ist gleich dem Abfluß, vermehrt um die Zunahme der Bodenfeuchtigkeit. Bei Jahreswerten aus langen Zeiträumen kann von der Vermehrung der Luft- oder Bodenfeuchtigkeit abgesehen werden. Die Niederschlagsmessung ist namentlich bei Schneefall durch den Wind beeinträchtigt. Durch Berücksichtigung des Schneeanteiles läßt sich eine Reduktion auf gleichen Windschutz ausführen. Die Hauptquelle der Niederschläge sind aufsteigende Luftströme. Die Zunahme des Niederschlages beträgt in Norddeutschland 5 bis 10 cm auf 100 m Erhebung. Durch Lieferung des Wasserdampfes fördert das Meer die Niederschläge (Regenkarte von Deutschland). Wälder bewirken nur eine geringe Vergrößerung der Niederschlagsmenge. Niederschlag und Luftdruckverteilung stehen in innigem Zusammenhange. Die Trockenheit des Sommers von 1904 hatte ihren Grund in dem stabilen Hochdruckgebiete über Norddeutschland und Nordsee. Depressionen zwischen Ostsee und Adria erzeugen im oberen Elb- und Odergebiete vielfach gefährliche Hochfluten (Regenfall vom 9. bis 10. November 1905 in Dresden bis zu 36 mm). — Die Verdunstung an der Erdoberfläche läßt sich nur schätzungsweise bestimmen. Einzelne Resultate lassen sich durch Untersuchungen der Bodenfeuchtigkeit

[1]) Bull. de la Soc. Vaud. (Lausane) Mars 1908, 44, 83.

Digitized by Google

gewinnen, wie sie durch Wägung und Austrocknung von Bodenproben ausgeführt werden. Die Anwendung von Tongefäßen empfiehlt sich zur Bestimmung des täglichen periodischen Ganges. Indirekt ergibt sich die Verdunstung als Differenz zwischen Niederschlag und Abfluß. Langjährige Messungen des Sickerwassers in England haben nach Luedecke ergeben, daß vom Jahresniederschlage 30 cm und noch ein Viertel des Restes verdunstet, während das übrige durchsickert. Im großen Durchschnitt betrug die Verdunstung etwa die Hälfte des Niederschlages. — Für die ganze Erde beträgt die Abflußmenge der Ströme (Brückner, Fritzsche) 26 cm für die Landfläche oder 8 cm für die Ozeane. Die Verdunstung auf den Landflächen beträgt 61 cm, der Niederschlag also 87 cm, für die abflußlosen Gebiete sind Niederschlag und Verdunstung gleich, nämlich 33 cm; für Mitteleuropa sind von Keller noch genauere Werte gewonnen für den Durchschnitt der Jahre 1851 bis 1890: Niederschlag 71.4 cm, Verdunstung 44.6 cm und Abfluß 26.8 cm. Im jährlichen Durchschnitt verdunsten nach Penck und Keller von der Niederschlagsmenge 42 cm und $^1/_{10}$ vom Reste. Abfluß und Zufuhr vom Meere sind gleich. Die norddeutschen Stromgebiete zeigen von W nach O eine Abnahme der Wasserzufuhr, die nur bei der Memel wieder etwas ansteigt, sowie des Niederschlages, der nur bei der Weichsel etwas gesteigert ist. — Der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre nimmt bei wachsender Höhe mit der Temperatur ab. Denkt man sich den Dampfgehalt gleichmäßig verteilt, derart, daß er überall von gleicher Größe wie am Erdboden ist, so würde die Grenze des gesamten Wassergehaltes der Atmosphäre bei 2300 m Höhe liegen. Dies Gesetz ermöglicht eine einfache angenäherte Berechnung des jeweiligen Wassergehaltes der Atmosphäre. Er beträgt im Winter 10 kg, im Sommer 24 kg, im Jahre 16 kg pro Quadratmeter. Bei der Kondensation alles Wassers würde davon aber nur eine durchschnittliche Niederschlagsmenge von 1.6 cm Höhe bestritten werden können. Der Ermittelung des wirklichen Niederschlages muß daher die Dampfströmung zugrunde gelegt werden. Das Produkt aus Windgeschwindigkeit und absoluter Luftfeuchtigkeit ergibt die Stärke des Dampfstromes. Diese ist in 500 m Höhe am größten und beträgt hier durchschnittlich etwa 36 g pro Quadratmeter und Sekunde. Durch ein senkrechtes Rechteck von 1 m Grundlinie fließt eine mittlere Wasserdampfmenge von 150 kg pro Sekunde oder von 13 Millionen Liter pro Tag. Diese Menge reicht auf einer Fläche von 100 km Breite zu einem täglichen Niederschlage von 13 cm. Im Winter ist der Dampfstrom etwa halb so stark wie im Sommer. In dem geschlossenen Wasserkreislaufe spricht sich das Gesetz von der Erhaltung der Materie und der Kraft aus. Die beim Aufsteigen des Wasserdampfes geleistete Hebungsarbeit wird beim Niederfallen und Abfließen des Wassers wieder in Bewegungsenergie umgesetzt, die durch Anlage von Stauwerken nutzbar gemacht werden kann. Weniger offenkundig, aber nicht minder mächtig ist mit den geschilderten Erscheinungen der Kreislauf der Wärmeenergie verbunden. Die zur Temperaturerhöhung um einen Grad erforderliche Wärmemenge würde, in Bewegungsenergie umgesetzt, ausreichen, der gleichen Masse Luft eine Geschwindigkeit von 45 m pro Sekunde zu verleihen; beim Wasser würde die entsprechende Geschwindigkeit 90 m pro Sekunde betragen. Danach vermag man abzuschätzen, welche gewaltigen Energiemengen durch den Golfstrom polwärts geführt werden, während gleichzeitig in der Tiefe des Ozeans die erkälteten Wassermassen äquatorwärts zurückfluten. Zur Verdampfung der Masseneinheit Wasser gehören etwa 600 Wärmeeinheiten. Wird 1 g Wasserdampf zu Niederschlag kondensiert, so werden 600 Grammkalorien Wärme frei. Bei einer jährlichen Niederschlagsmenge von 70 cm macht das 42 000 Grammkalorien für den Quadratcentimeter der Erdoberfläche. Eine Folge des jährlichen Wärmeumsatzes im Meer läßt sich daran erkennen, daß im Herbst durch die große Wärmeabgabe die Verdunstung und damit der Niederschlag gesteigert wird. Demgemäß verschiebt sich beim Übergang vom norddeutschen Binnenland zur Nordseeküste das Niederschlagsmaximum vom Hochsommer gegen den Herbst hin. Von der weiteren Fortführung der Untersuchungen, insbesondere durch Benutzung der Beobachtungen in höheren Luftschichten, ist eine Vervollständigung und Vertiefung unserer Kenntnis vom Kreislauf des Wassers und seiner Begleiterscheinungen zu erhoffen. E. Sch. (Dresdener Anzeiger).

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Kwai (Usambara) in den Jahren 1897 bis 1902. Kwai liegt in einem nach SE offenen Hochtal des nördlichen Teils von Westusambara. Nach W steigt das Gelände terrassenförmig an. Die Hänge

Digitized by Google

sind mit Gras und niederem Buschwerk bewachsen; das weite Tal ist von den Bauten und Kulturen der landwirtschaftlichen Versuchsstation erfüllt. Die weiter westlich gelegenen Magambaberge steigen im Mlima bis über 2000 m empor. Das Barometer befand sich anfangs in dem kleinen Lehmhause des Leiters, Herrn Eick, und wurde im Juni 1897 nach dem neuen Steinhause gebracht; alle Barometerangaben sind auf diesen Platz im Erdgeschoß des Steinhauses reduziert. Die Thermometerhütte lag weiter westlich auf einer höheren Terrasse und war nach Vorschrift erbaut. Die Windfahne befand sich auf einem 7 m hohen Mast, die Auffangfläche des Regenmessers frei von jedem Windschutz 1.20 m über dem Boden.

Kwai.

Meereshöhe = 1608 m. 4° 45′ SBr., 38° 18′ EL. v. Gr.

	Luftdruck 600 mm +				Temperatur							Mittlere Monats- und Jahresextreme			
	Mittel	Mittl. Max.	Mittl. Min.	tägl. Schwankung	7a	2p	8p	Mittel	Mittl. Max.	Mittl. Min.	Tägl. unp. Schw.	Max.	Min.	Schwankung	Bewölkung
Anzahl d. Jahre	5	5	5	5	5	5	5	5	3	3	3	3	3	3	3
Jan.	30.2	32.3	27.7	2.2	16.2	22.2	17.2	18.5	24.3	13.9	10.4	26.8	10.7	16.1	4.8
Febr.	29.6	32.1	27.1	2.5	15.6	22.5	17.3	18.6	24.9	13.1	11.8	28.4	10.4	18.0	5.7
März	29.6	32.1	27.0	2.3	15.4	21.8	16.7	18.0	23.9	13.0	10.9	27.2	10.2	17.0	5.8
April	30.3	33.0	27.9	2.2	15.1	20.5	16.2	17.1	22.5	13.4	9.1	25.3	9.4	15.9	6.8
Mai	31.4	34.8	29.1	1.9	14.5	17.9	15.0	15.5	18.9	12.7	6.2	21.5	10.5	11.0	8.2
Juni	32.5	34.9	29.9	2.0	12.2	16.0	12.7	13.5	17.2	11.5	5.7	21.8	9.1	12.7	7.3
Juli	32.5	34.8	30.4	1.8	12.3	15.8	12.6	13.4	17.0	11.4	5.6	21.0	8.6	12.4	7.3
Aug.	32.6	34.9	30.5	2.0	12.4	16.3	12.5	13.6	17.9	11.1	6.8	21.5	8.6	12.9	6.9
Sept.	32.3	34.4	30.3	2.2	13.2	18 5	13.3	14.9	20.8	10.7	10.1	25.1	6.9	18.2	6.5
Okt.	31.4	33.8	29.0	2.2	14.0	20.7	14.8	16.2	23.3	10.5	12.8	27.2	6.4	20.8	5.7
Nov.	30.3	32.6	28.3	2.2	15.1	21.4	15.9	17.1	24.3	11.8	12.5	27.1	8.0	19.1	5.5
Dez.	30.0	32.3	27.9	2.0	16.4	22.2	16.9	18.2	24.2	13.0	11.2	26.8	9.4	17.4	5.7
Jahr	31.1	35.2	26.9	2.1	14.4	19.7	15.1	16.2	21.6	12.2	9.4	28.5	6.2	22.3	6.2

	Niederschlag							Tage mit		Tägliche Dauer des Sonnenscheins
			Tage mit Regen							
	Menge	Mittleres Tagesmax.	≧ 0.2	≧ 1.0	≧ 5.0	≧ 10.0	≧ 25.0	Gewitter	Wetterleuchten	
Anzahl der Jahre	6	6	6	6	6	6	6	5	5	4
Jan.	95.8	36.8	8.3	5.8	3.3	2.3	1.0	2.5	3.0	7h 17m
Febr.	89.5	22.1	9.2	7.8	4.0	2.4	0.4	4.8	6.8	6 49
März	106.7	39.1	11.5	9.8	5.5	4.2	1.5	3.2	3.8	6 20
April	82.1	23.6	14.0	10.5	5.3	3.0	0.5	0.8	0.6	4 30
Mai	121.4	33.2	15.5	12.5	8.3	4.5	1.0	0.0	0.0	2 38
Juni	21.6	15.0	5.0	3.0	1.0	0.7	0.2	0.0	0.0	3 25
Juli	42.5	15.0	9.0	5.8	2.7	1.0	0.3	0.0	0.0	2 33
Aug.	8.4	4.2	5.0	1.8	0.5	0.2	0.0	0.0	0.0	3 07
Sept.	9.0	6.9	2.5	1.8	0.7	0.2	0.0	0.0	0.0	4 29
Okt.	42.2	19.6	5.8	4.3	1.8	1.2	0.3	0.6	0.4	5 21
Nov.	130.5	36.6	13.0	10.8	5.8	4.0	1.3	1.4	1.6	4 59
Dez.	96.6	20.6	10.8	9.0	4.8	3.3	1.8	1.2	1.8	7 41
Jahr	846.3	53.3	109.6	82.9	43.7	27.0	7.3	14.5	18.0	4 56

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr 7a	Jahr 2p	Jahr 8p	Jahr Mittel
Anzahl der Monate	5	4	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
N	32	34	29	17	6	3	3	10	13	22	23	30	25	7	25	19
NE	35	34	25	15	5	3	5	5	13	17	27	35	15	22	17	18
E	20	23	24	17	6	6	8	9	13	16	18	21	10	25	10	15
SE	1	3	7	7	6	5	7	16	8	6	5	1	3	11	3	6
S	1	1	5	10	19	21	20	20	14	8	1	0	10	15	6	10
SW	1	1	1	16	28	32	29	25	18	10	2	0	18	13	10	14
W	1	1	4	13	23	25	23	13	18	13	1	1	12	4	19	11
NW	2	3	4	5	6	5	4	3	3	8	5	2	4	2	7	4
Stille	7	0	1	0	0	0	0	0	0	1	10	8	3	1	3	2

Für die meisten Elemente lagen Beobachtungen vom November 1896 bis Oktober 1901 vor; von den Beobachtungen des Jahres 1902 wie bis zum März 1903 fanden nur die Regenbeobachtungen und die Aufzeichnungen des Sonnenscheinautographen Verwendung. Die Beobachtungen und Registrierungen bis Oktober 1901 sind in Heft X, XI und XIII der Deutschen überseeischen meteorologischen Beobachtungen in extenso veröffentlicht, die übrigen sind im Besitz der Deutschen Seewarte zu Hamburg; Zusammenstellungen der einzelnen Monats- und Jahresmittel finden sich in Band 16 und 19 der „Mitteilungen von Forschungs-

Digitized by Google

reisenden und Gelehrten aus den deutschen Schutzgebieten", herausgegeben von Freiherrn von Danckelman. Mehrjährige Mittel der Regenmengen in den einzelnen Monaten sind von Prof. Dr. R. Fitzner in „Die Regenverteilung in den deutschen Kolonien", Berlin, Verlag bei H. Paetel, 1907, solche für die Monate Februar bis August von Prof. Dr. C. Uhlig in den „Berichten über Land- und Forstwirtschaft in Deutsch-Ostafrika", 1. Bd., S. 202 veröffentlicht, Verlag Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg 1903.

Die Mittelwerte des Luftdruckes und der Temperatur sind soweit als möglich den Aufzeichnungen des Baro- und Thermographen entnommen. Brauchbare Beobachtungen der Extremtemperaturen lagen nur vom November 1896 bis Dezember 1899 vor. Um nun auch diese Werte auf die längere Beobachtungsreihe zu reduzieren, sind für jeden einzelnen der Monate November 1896 bis Dezember 1899 die Differenzen, Temperatur des Maximumthermometers minus Temperatur des trockenen Thermometers um 2^p und Temperatur des trockenen Thermometers um 7^a minus Temperatur des Minimumthermometers gebildet, und mit der für jeden Monat so bestimmten mittleren Differenz für die Jahre 1900 und 1901 unter Zugrundelegung der zugehörigen Temperatur des trockenen Thermometers um 2^p und 7^a die Werte der Extremtemperaturen bestimmt.

Die in den Deutschen überseeischen meteorologischen Beobachtungen gegebenen Werte des Luftdruckes sind nicht zutreffend, da sie mit einer falschen Standkorrektion des Barometers berechnet sind. Hingegen sind die in den Mitteilungen von Forschungsreisenden und Gelehrten aus den deutschen Schutzgebieten veröffentlichten Werte bereits berichtigt.

P. Heidke.

Meteorologische Beobachtungen 1905 im subarktischen Nordamerika. Als Fortsetzung der Mitteilungen im Jahrgang 1907 dieser Zeitschrift, S. 230, entnehmen wir dem Meteorol. Jahresberichte von Canada für 1905 die folgenden Beobachtungsergebnisse.

Fort Norman im Jahre 1905. 64° 57′ NBr., 125° 0′ WL.

	Temperatur						Niederschlags-		Schnee-
	7^a	2^p	9^p	Mittel	Max.	Min.	Menge	Tage	Tage
Januar	— 21.4	— 18.6	— 20.7	— 20.2	— 3.3	— 42.8	17	3	3
Februar	— 25.7	— 22.0	— 24.6	— 24.1	— 2.2	— 43.3	18	2	2
März	— 23.3	— 16.7	— 20.8	— 20.3	— 3.9	— 31.1	41	5	5
April	— 10.9	— 2.6	— 7.9	— 7.1	10.6	— 20.0	19	5	5
Mai	3.7	10.9	3.8	6.1	23.9	— 6.7	58	7	3
Juni	8.6	16.1	9.9	11.5	27.2	— 0.6	43	9	1
Juli	10.7	17.2	12.1	13.3	30.0	1.7	57	10	0
August	9.3	18.4	10.1	12.6	27.2	— 1.7	44	8	0
September	— 0.2	4.4	0.0	1.4	18.9	— 4.4	20	8	5
Oktober	— 8.7	— 5.3	— 7.7	— 7.2	5.6	— 20.0	31	6	5
November	— 15.6	— 14.6	— 16.3	— 15 5	0.0	— 26.7	47	5	5
Dezember	— 28.9	— 27.0	— 28.0	— 28.0	— 15.0	— 41.7	5	5	5
Jahr	— 8.6	— 3.3	— 7.5	— 6.5	30.0	— 43.3	400	73	39

Fort Simpson im Jahre 1905. 61° 52′ NBr., 121° 43′ WL.

	Temperatur (Absolutes)		Niederschlagsmenge
	Max.	Min.	
Januar	—	—	—
Februar	—	—	—
März	—	—	—
April	—	—	—
Mai	—	—	—
Juni	—	—	—
Juli	—	—	—
August	25.0	0.0	82
September	22.2	— 5.0	129
Oktober	7.2	— 21.7	8
November	— 5.0	— 26.7	0
Dezember	—	— 38.9	0
Jahr	—	—	—

Meteorologische Beobachtungen im arktischen Nordamerika auf Herschel Island 1905. Wir haben im Anschluß an die Mitteilung im Jahrgang 1907, S. 230 dieser Zeit-

Digitized by Google

schrift, dem Report of the Met. Service of Canada for the year 1905 die folgenden Beobachtungsergebnisse entnommen.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Herschel Island (Arctic Ocean) im Jahre 1905, 69° 30′ NBr., 139° 15′ WL.

	Temperatur					Windhäufigkeit									Bewölkung
	Mittel			Absol.											
	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalm.	
Januar . .	— 14.9	— 23.6	— 19.3	1.9	— 37.2	0	0	6	13	0	0	6	17	20	3.6
Februar . .	— 21 4	— 28.7	— 25.0	1.7	— 40.6	1	2	0	9	0	0	6	19	19	5.0
März . . .	— 20.8	— 28.0	— 24.4	2.8	— 35.8	0	0	4	16	0	1	17	11	13	3.7
April . . .	— 13.3	— 21.3	— 17.3	— 5.0	— 34.0	1	3	17	7	0	0	5	18	9	5.7
Mai . . .	— 2.9	— 9.6	— 6.2	11.8	— 16.4	2	0	17	0	0	0	2	31	10	6.5
Juni . . .	5.6	— 0.2	2.7	18.1	— 6.7	0	4	31	0	0	0	1	13	11	6.7
Juli . . .	9.8	2.4	6.1	18.9	— 2.8	6	5	16	0	2	2	3	18	10	6.5
August . .	7.1	1.2	4.1	18.0	— 3.4	7	1	12	2	0	1	2	29	8	7.9
Septbr. . .	— 3.3	— 7.7	— 5.6	4.4	— 13.4	3	3	12	0	0	1	1	32	8	8.2
Oktober . .	— 8.7	— 14.6	— 11.6	— 1.4	— 23.0	2	0	19	0	0	1	1	31	6	5.9
Novbr. . .	— 13.5	— 19.5	— 16 5	— 3.1	— 32.2	2	0	8	0	1	3	3	22	10	6.6
Dezbr. . .	— 26.2	— 32.1	— 29.2	— 6.9	— 39.4	1	0	25	0	1	1	21	1	12	—
Jahr . . .	— 8.6	— 15.2	— 11.8	18.9	— 40.6	25	18	167	47	4	10	68	242	136	—

Zur lokalen Entstehung der Zyklonen. Es ist eine bekannte Tatsache, daß es gewisse Gegenden gibt, in denen man auf den synoptischen Tageskarten ungemein häufig Zyklonen verzeichnet findet, so daß diese Gegenden als vorzugsweise Entstehungsstellen solcher Luftwirbel anzusehen sind. Bezüglich mancher derselben haben auch schon verschiedene Meteorologen es versucht, eine physikalische Erklärung dieser Erscheinung zu geben, und ihre Argumente sind so einwandfrei, daß wir die gebotene Erklärung annehmen müssen und kaum in Zweifel ziehen dürfen.

Seitdem ich nun auf der bekannten Ekholmschen Basis täglich meine chromographischen Wetterkarten zeichne, finde ich auf diesen meistens auch jene Fallzentra eingezeichnet, deren Einwirkung die benachbarte Zyklone zugeschrieben werden kann, und diese befindet sich mit Vorliebe in einer der vorangedeuteten Gegenden.

Man könnte daher die Frage aufwerfen, ob nicht ein Widerspruch darin liegt, wenn ich mich auf das Fallzentrum berufe, während die Entstehung einer Zyklone an der betreffenden Stelle ganz ohne Zuhilfenahme eines Fallzentrums durch einfache physikalische Faktoren erklärt werden kann. Dieser Widerspruch existiert aber nicht, und dies nachzuweisen, ist die Aufgabe dieser wenigen Zeilen, denn es scheint mir sehr wichtig zu sein, zu zeigen, daß dieser Widerspruch nicht vorhanden ist.

Der von mir aufgestellte Satz, den ich in dieser Zeitschrift bereits wiederholt hervorgehoben habe, daß die Fallzentra die Zyklonen vertiefen, basiert auf der Beobachtung, daß die synoptischen Wetterkarten keine einzige tiefere Zyklone zeigen, bezüglich derer das mitwirkende Fallzentrum nicht ersichtlich wäre, und daß die Tiefe dieser Zyklonen entsprechend der Bewegung dieser Fallzentra zunimmt oder abnimmt, so daß ich den von mir aufgestellten Satz als durch meine chromographischen Wetterkarten nachgewiesen annehmen darf. Ich vindiziere den Fallzentren aber nur die Fähigkeit, Zyklonen zu vertiefen, nicht auch solche zu erzeugen. Jede Zyklone ausnahmslos entsteht an der Erdoberfläche, ihre Entstehung bedingt die Anwesenheit der dazu erforderlichen physikalischen Faktoren an der Erdoberfläche. Die Fallzentra wandern ihre Bahn in den höheren Schichten der Atmosphäre, unbeeinflußt durch die Zustände an der Erdoberfläche, und finden sich über Hochdruckgebieten ebenso zahlreich wie über Tiefdruckgebieten.

Mein Satz reicht nur soweit, daß zahllose Zyklonen, die wir auf den Wetterkarten als „nennenswerte“ Zyklonen vorfinden, diese ihre Nennenswertigkeit dem Fallwirbel verdanken, während sie ohne ihren Hinzutritt auf der Karte gar nicht, oder mindestens kaum erkennbar geblieben wären.

Halten wir uns die bekannte, physikalisch erklärte Entstehung der zyklonischen Luftwirbel vor Augen, so finden wir zahllose winzige solcher Wirbelchen, die für die Wetterbildung gar keine, oder höchstens eine nur allerlokalste Bedeutung gewinnen. Beachten wir aber ferner, daß ein solcher zyklonischer Luftwirbel um so höher ist, je stärkere physikalische Faktoren bei seiner Entstehung mitgewirkt haben, so folgt hieraus mit logischer

Digitized by Google

Schärfe der Satz, daß die Fallwirbel mit ihrer Spitze um so eher eine Zyklone treffen müssen, je höher sie emporreicht. Um ein solches winziges Lokalzyklönchen zu treffen, müßte der Fallwirbel mit seiner Spitze sozusagen beinahe die Erdoberfläche selbst treffen.

Wenn nun eine bestimmte Gegend durch die daselbst herrschenden physikalischen Faktoren alle dort entstehenden Zyklonen bis zu einer namhafteren Höhe emporwachsen läßt, so ist es einleuchtend, daß ein darüber hinwegziehender Fallwirbel viel häufiger imstande sein wird, die dort entstehende Zyklone zu vertiefen, als in anderen Gegenden, wo der Fallwirbel beinahe die Erdoberfläche erreichen muß, um eine dort befindliche Zyklone zu vertiefen.

Obwohl die vorstehende Auseinandersetzung eigentlich selbstverständlich ist, erscheint es mir doch von Wert, darauf hinzuweisen, daß kein Widerspruch dazwischen besteht, wenn wir das Vorwiegen der Zyklonen in bestimmten Gegenden durch einfache physikalische Faktoren zu erklären imstande sind, dabei aber doch darauf beharren, daß die Tiefe derselben nicht diesen einfachen physikalischen Faktoren, sondern dem Hinzutreten eines Fallzentrums zuzuschreiben ist. Frh. Gregor Friesenhof.

W. Stöckigt: Einfluß der Lage auf die Temperatur der Sommermonate und auf die Luftfeuchtigkeit an heißen Tagen im Schwarzwaldgebiet. Jenaer Dissertation. Diese von Prof. Karl Dove angeregte Arbeit enthält recht interessante Beiträge zur lokalen Klimatologie nach den Beobachtungen der Jahre 1888/1902 (zum Teil mittels Differenzen reduziert). Die Temperaturverhältnisse der Monate Mai bis September werden nach allen Richtungen hin berechnet und diskutiert mit bezug auf die lokalen Verhältnisse. Hier können wir aus den sehr reichhaltigen Tabellen der Abhandlung nur einige wenige Elemente herausgreifen. Die Bezeichnung Tropentage mit einem Tagesmaximum von 30° C und mehr haben unabhängig voneinander Prof. Karl Dove und Treitschke vorgeschlagen, Sommertage sind bekanntlich Tage mit einem Maximum von 25° und mehr. Sommertage und Tropentage werden in der Abhandlung nach allen Richtungen hin (mittlerer Eintritt des ersten und letzten Tages, Folgen von zwei und mehr solchen Tagen hintereinander, Luftfeuchtigkeit um 2p an denselben) sehr eingehend behandelt.

						Mittlere Jahresextreme		Mittlere Zahl Sommertage	Tropentage	Zahl der Tropentage mit einer relativen Feuchtigkeit um 2 Uhr nachmittags von > 40 %	> 50 %	> 60 %
Heidelberg	49°	25′	8°	42′	120	Tal E nach W	33.0	— 13.5	42.3	8.5	85	30	6
Karlsruhe	49	1	8	25	124	Ebene	32.2	— 15.5	36.5	5.5	39	12	3
Gengenbach	48	24	8	1	181	Tal SE nach NW	32.8	— 16.6	40.2	7.4	72	32	16
Bretten	49	2	8	43	188	Talmulde	31.7	— 18.2	30.5	2.4	12	4	0
Baden	48	46	8	14	217	Tal SSE/NNW	32.5	— 15.9	38.1	6.5	72	31	9
Stuttgart	48	47	9	11	269	Talmulde	33.0	— 14.8	40.8	7.1	69	29	4
Freiburg	48	0	7	51	281	Ebene	32.7	— 15.1	36.1	5.5	54	21	5
Badenweiler	47	48	7	40	402	Tal E nach W	32.0	— 14.2	32.0	4.5	28	10	3
Kirchberg	48	21	8	44	577	Hochfläche	30.7	— 16.0	22.1	1.9	10	2	0
Dobel	48	48	8	30	687	Hochbergrücken	28.1	— 15.8	9.8	0.2	0	0	0
Villingen	48	4	8	27	715	Talkessel	29.3	— 24.4	15.7	0.5	3	0	0
Freudenstadt	48	28	8	25	718	Tal SSE/NWW	29.9	— 17.0	15.8	1.0	5	1	0
Kniebis	48	28	8	18	899	Hochfläche	27.8	— 18.0	7.8	0.0	0	0	0
Höchenschwand	47	44	8	10	1005	Hochfläche	27.3	— 17.4	5.9	0.0	0	0	0
Todnauberg	47	51	7	57	1023	Hochtal NE/SW	27.5	— 17.6	6.9	0.4	1	0	0

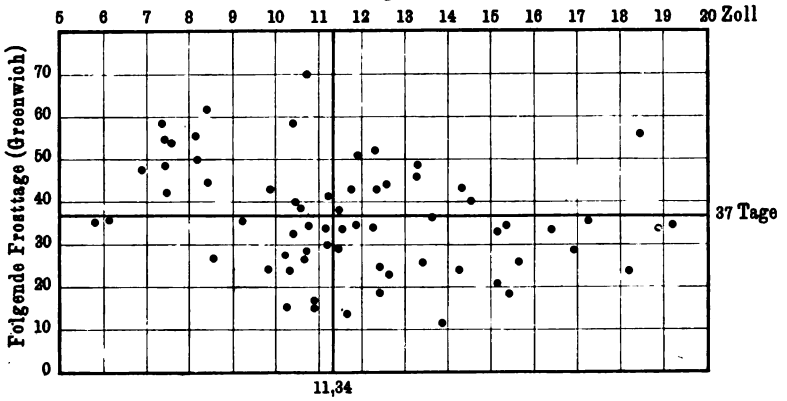
J. Hann.

Vergleich zwischen dem Wetter in Nord- und Südengland. In Anbetracht der Tatsache, daß der Sonnenfleckeneinfluß, wie es scheint, (in diesen Gegenden) sich besonders im Regenfall von Schottland und in den kalten Wintern von Südengland zeigt, versuchte ich mehrere Vergleiche zwischen dem Regenfall im Sommer zu Rothesay (in Westschottland) und den kalten Winterjahreszeiten von Greenwich von verschiedenen Gesichtspunkten aus zu machen. In dem nebenstehenden Diagramm ist der Sommerregenfall für die Jahre 1841 bis 1906 der Anzahl der Frosttage von Greenwich in der ersten Hälfte des darauf folgenden Jahres gegenübergestellt worden. Dieselbe allgemeine Tendenz kann in derselben Weise auch für die nassen Sommer von Rothesay und die darauf folgenden milden Hälften der Jahre zu Greenwich (wenige Frosttage) gefunden werden, sowie auch für die trockenen Sommer und die kalten ersten Hälften der Jahre (viele Frosttage). Dies ist für jeden einzelnen Teil besonders nachgewiesen worden.

Digitized by Google

Lassen wir die Theorie beiseite, so scheint diese Tatsache von einiger praktischer Bedeutung zu sein. Jedoch könnte es nützlich sein, zu untersuchen, in welchem kausalen Zusammenhang die Luftdruckbedingungen, die zu Rothesay im Sommer viel Regen geben, mit jenen stehen, welche wenig Frosttage zu Greenwich im darauf folgenden Winter verursachen. Ich füge noch eine Tabelle der 12 nassesten und trockensten Sommer zu Rothe-

Fig. 1.



say bei und gebe in jedem Falle noch den Wettercharakter der ersten Hälfte des folgenden Jahres zu Greenwich zu (Abweichungen von der mittleren Anzahl der Frosttage) an.

Die 12 nassesten Sommer (Rothesay)		Erste Hälfte des darauf folgenden Jahres (Greenwich)	Die 12 trockensten Sommer (Rothesay)		Erste Hälfte des darauf folgenden Jahres (Greenwich)
1.	1872	— 2	1.	1870	— 1
2.	1879	— 3	2.	1847	— 1
3.	1846	+ 19	3.	1880	+ 11
4.	1861	— 13	4.	1886	+ 22
5.	1882	— 1	5.	1857	+ 19
6.	1877	— 8	6.	1885	+ 18
7.	1903	— 4	7.	1869	+ 12
8.	1892	— 11	8.	1874	+ 5
9.	1881	— 18	9.	1878	+ 20
10.	1873	— 4	10.	1864	+ 13
11.	1848	— 5	11.	1875	+ 8
12.	1897	— 16	12.	1887	+ 25

Es könnte noch gezeigt werden, daß nicht nur die ersten Hälften der folgenden Jahre, sondern auch die ersten Hälften der vorhergehenden Jahre dieselbe Beziehung mit dem Sommer zu Rothesay aufweisen.

Ein Vergleich des Sommerregenfalls zu Greenwich mit den Frosttagen der ersten Hälfte des folgenden Jahres zeigt (wie ich glaube) nicht die mitgeteilte Tendenz.

Alex. B. Mac Dowall.

Eiffel, über den Widerstand der Luft[1]). Am Eiffelturm in Paris machte Eiffel Versuche über den Luftwiderstand mit einem von ihm dazu erfundenen Apparate. Er untersuchte den Widerstand, den verschieden geformte Körper erleiden, wenn sie rasch durch die Luft bewegt werden. Dabei bediente er sich ebener, rechtwinkliger, runder, konkaver und konvexer Flächen. Die hauptsächlichsten Resultate sind die folgenden: Innerhalb der Grenzen der Untersuchungen, d. h. für eine Geschwindigkeit zwischen 18 und 40 m pro Sekunde, ist der Luftwiderstand ziemlich genau proportional dem Quadrate der Geschwindigkeit; für ebene Flächen, die sich im Fallen befinden und senkrecht auf die Fallrichtung verbleiben, liegt der Proportionalitätskoeffizient zwischen 0.07 und 0.08, bei einer Temperatur von 12° C und bei einem Luftdruck von 760 mm. In Wirklichkeit ist der Exponent der Geschwindigkeit nicht ganz genau 2; für Platten scheint er fortwährend derart zu wachsen, daß er die Zahl 2 bei einer Geschwindigkeit von 33 mps erreicht; aber er bleibt doch stets sehr nahe an 2. Aus seinen Untersuchungen konnte Eiffel weiter schließen, daß der Druck der Luft auf die Flächeneinheit für ebene Platten mit ihrer

[1]) Aus: La Nature, 8. Febr. 1908.

Digitized by Google

Oberfläche und ihrem Umfange zunimmt. Zu bemerken ist weiter, daß zwei übereinander gelagerte Platten einen großen Einfluß aufeinander ausüben, derart, daß der totale Luftwiderstand für die ganze Zusammenstellung geringer erscheint als für einzeln fallende Platten. Der Luftwiderstand, bezogen auf die Flächeneinheit, wird sehr herabgesetzt bei zugespitzten Flächen und nimmt dagegen bei konkaven Flächen zu.

Stündliche Intensität der Regen zu Batavia und Pasuruan. Der neueste Jahrgang der Regenwaarnemingen in Nederlandsch-Indie, 28. Jahrgang 1906, Batavia 1907, enthält als Appendix neben den Ergebnissen der stündlichen Registrierung des Regenfalles an mehreren Stationen und ausführlichen Tabellen über die heftigsten Niederschläge auch die mittlere stündliche Intensität des Regens in jedem Monate zu Batavia und Pasuruan. Wir geben nachfolgend einen Auszug aus diesen Tabellen und nehmen je zwei Stunden zusammen.

Regenmenge, dividiert durch die wahre Regendauer in Stunden.

Stündliche Intensität.

0/2	2/4	4/6	6/8	8/10	10/Mttg.,	0/2	2/4	4/6	6/8	8/10	10/Mttn.	Mittel
					Batavia 1879 bis 1906.							
5.2	4.5	4.9	3.7*	5.7	6.3	7.1	8.3	7.3	5.6	5.0	4.6	5.7
					Pasuruan 1902 bis 1906.							
2.5	1.6*	2.0	2.4	3.6	8.6	8.4	8.2	7.3	4.6	3.5	2.2	4.6
					Buitenzorg 1902 bis 1906.							
2.5	2.7	2.1*	2.2	2.9	3.6	8.1	8.1	8.1	5.4	4.8	3.0	5.7

Nach Monaten.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
					Batavia 1879 bis 1906.							
4.9	5.9	5.6	6.1	6.4	7.1	5.7	5.0	7.4	7.4	5.3	5.1	5.7
					Pasuruan 1902 bis 1906.							
4.1	4.3	6.4	4.5	5.0	4.8	8.8	3.2	2.3	3.1	7.1	3.9	4.6
					Buitenzorg.							
4.1	4.2	6.0	6.7	7.2	6.6	7.8	6.7	6.5	8.6	5.5	4.0	5.7

Der Tabelle der „Wolkenbrüche“ im Jahre 1906 (mindestens 1 mm pro Minute durch mindestens fünf Minuten) entnehmen wir noch alle Fälle über 2 mm pro Minute. Batavia kein Fall. Buitenzorg, 2. Januar 47.0 mm in 23 Minuten, 2.04 pro Minute, 9. April 29.0 mm in 13 Minuten, 2.25 pro Minute. Pasuruan, 9. Januar 10.0 mm in 5 Minuten, 2.0 pro Minute, ebenso am 4. Februar, 14. Oktober 43.0 mm in 17 Min., 2.53 pro Minute Tambaksari Kidul, 15. Oktober 38 mm in 14 Minuten, 2.71 pro Minute. Padang kein Fall. Pontianak, 6. August 17.0 mm in 8 Minuten, 2.13 pro Minute, 16. September 12.0 mm in 6 Minuten, 2.0 pro Minute, 1. Oktober 16.0 mm in 7 Minuten, 2.29 pro Minute. Ambon, 28. Mai 24.0 mm in 12 Minuten, somit 2.0 pro Minute.

Es gab also der stärkste Regen von sechs Stationen doch nur 2.7 mm pro Minute.

J. H.

Dörr[1]**: Über die Beobachtungen der meteorologischen Stationen niederer Ordnung in Braunschweig während des Zeitraumes 1878 bis 1905,** enthält sehr ausführliche Angaben über die Niederschlagsmengen und über die Temperaturverteilung im Herzogtum Braunschweig. Man findet weiter die Anzahl der heiteren und trüben Tage und die Anzahl der Niederschlagstage für eine größere Anzahl von Stationen für den Zeitraum 1891 bis 1905 in ausführlicher Zusammenstellung. Wir können jedoch nur auf die Originalabhandlung selbst verweisen und wollen nur einiges über die Zahlen der Schnee- und Gewittertage in ihrer Abhängigkeit von der Höhenlage erwähnen. Dörr untersucht hier die Beobachtungsperiode in zwei getrennten Partien, 1891 bis 1900 und 1901 bis 1905. Der Einfluß der Höhe auf die Zahl der Schneetage im Jahre fällt beim Betrachten der

[1]) Beiträge zur Statistik des Herzogtums Braunschweig, Heft XX, 1907.

Digitized by Google

Stationen nach ihrer Höhe sofort auf. Gruppiert man sie nach Höhenintervallen von 100 zu 100 m und bildet das Mittel für jedes einzelne Intervall, so erhält man folgende Zahlen:

Periode	0 bis 100 m	100 bis 200 m	200 bis 300 m	300 bis 400 m	400 bis 500 m	>500 m
1891 bis 1900	30 (5)	32 (7)	40 (6)	33 (1)	55 (7)	66 (1)
1901 „ 1905	30 (4)	31 (6)	41 (6)	51 (2)	56 (7)	66 (2)

Die Zahlen in Klammern bedeuten die Anzahl der Stationen, aus denen das Mittel gebildet wurde. Was die Hageltage betrifft, scheinen die Beobachtungen sehr von der Mühe abzuhängen, die sich die Beobachter dabei nehmen. Die Zahlen stimmen für beide Perioden nicht besonders gut überein; z. B. hat Born (65 m) in der ersten Periode bloß 0.2 Hageltage, dagegen in der zweiten 4.4; dasselbe gilt auch für höher gelegene Stationen, so z. B. für Braunlage (565 m), das in der ersten Periode 0.5, in der zweiten dagegen 3.2 Hageltage im Jahre zählt. Bei der Anzahl der Graupeltage zeigen sich noch mehr Unregelmäßigkeiten. Die Anzahl der Gewittertage gibt für die Beobachtungszeit weit günstigerere Resultate. Den Einfluß der Höhe zeigt folgende Tabelle:

Periode	0 bis 100 m	100 bis 200 m	200 bis 300 m	300 bis 400 m	400 bis 500 m	>500 m
1891 bis 1900	23	20	18	(23)	20	(14)
1901 „ 1905	22	18	17	(20)	15	(16)

Die eingeklammerten Zahlen sind Werte, die bloß aus einer Station in erster Periode und aus zwei in der zweiten Periode erhalten wurden und deshalb unsicher sind. Schließlich möchten wir noch in folgender Tabelle die Anzahl der Tage mit einer Schneedecke in ihrer Abhängigkeit von der Höhenlage mitteilen:

Periode	0 bis 100 m	100 bis 200 m	200 bis 300 m	300 bis 400 m	400 bis 500 m	>500 m
1891 bis 1900	31 (2)	42 (2)	47 (4)	—	72 (5)	—
1901 „ 1905	32 (2)	30 (5)	46 (5)	50 (2)	79 (7)	116 (2)

Der Einfluß der Höhe zeigt sich sehr deutlich. Die Zahl 30 für die Höhenlage von 100 bis 200 m erscheint in der zweiten Periode zu tief infolge der Station Wescherode (150 m), die bloß 11 Tage mit einer Schneedecke zählt; ohne sie ist das Mittel 35.

Regenmengen im Nigergebiet. In der Meteorol. Zeitschr. von 1903, S. 474 ff., finden sich Regentabellen[1]) aus dem Nigergebiet, deren Berichtigung sich verlohnt, da die Originalquellen schwer zugänglich sind und die Fehler sich deshalb leicht weiter forterben, wie es teilweise z. B. in den „Studien über die jährlichen Niederschlagsmengen des afrikanischen Kontinents von G. Fraunberger“ (mit Regenkarte von Afrika), Peterm. Mitteil. 1906, S. 80, geschehen sein dürfte. Die in engl. Zoll angegebenen Originalmessungen scheinen mit einer Verhältniszahl, die etwa um $^1/_3$ zu klein war, in Millimeter umgerechnet worden zu sein. So steht auf S. 474 der Meteorol. Zeitschr. von 1903 die Regentabelle für Alt-Kalabar:

I.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1898 . .	34	5	131	163	200	331	296	344	233	340	239	68	2382
1899 . .	0	25	58	166	224	157	204	348	184	105	163	8	1638
1900 . .	28	91	97	—	—	547	228	107	199	157	190	22	—
1901 . .	45	12	125	185	184	—	—	197	225	161	107	48	—
Mittel[2])	37	41	144	177	222	338	280	319	226	206	140	52	2183

während man in den Reports of the Brit. Assoc. for Advanc. of Science findet in inches:

II.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1898 . .	—	0.32	7.78	9.73	—	—	17.64	20.48	13.86	20.24	14.27	4.03
1899 . .	0	1.48	3.44	9.87	13.32	9.33	12.17	20.72	10.94	6.28	9.71	0.34
1900 . .	—	—	—	—	—	32.59	13.61	6 39	11.84	9.38	11.34	1.32
1901 . .	2.68	0.68	7.69	11.01	10.95	—	—	—	—	—	—	—

[1]) Da der Einsender die Originalzahlen nicht mitgeteilt hatte, war der Redaktion eine Kontrolle nicht möglich.

[2]) In diese Mittel sind aber auch Daten aus 1895, 1896, 1902 und 1903 eingeschlossen, die hier, weil richtig, nicht wiederholt worden sind.

Digitized by Google

oder in Millimeter umgerechnet, wozu wir die Zahlen für 1902 nach der Meteorol. Zeitschr. 1906, S. 133, fügen:

III.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1898 . .	—	8.1	197.6	236.0	—	—	448.0	519.8	352.0	514.0	362.4	102.4	—
1899 . .	0	37.6	87.4	250.6	338.2	237.0	309.1	526.2	277.9	159.5	246.6	8.6	2479.7
1900 . .	—	—	—	—	—	827.8	345.6	162.3	300.7	238.2	288.0	33.5	—
1901 . .	68.1	17.3	195.3	279.6	278.1	—	—	—	—	—	—	—	—
1902 . .	0	55	389	369	473	555	514	572	274	451	132	183	3967

Die Zahlen in I sind mit den richtigen in III verglichen etwa im Verhältnis $^2/_3$ zu klein. Kombiniert man mit den Zahlen in III die fehlenden Monate aus I, nachdem die betreffenden Zahlen mit $^3/_2$ multipliziert sind, so ergibt sich als korrigiertes Mittel für Alt-Kalabar aus den Beobachtungen bis zum Februar 1903:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Anzahl der Beobachtungsmonate	7	7	6	5	5	5	5	6	6	6	6	6	
Regen in Millimetern . .	40	61	217	265	335	510	422	402	341	311	212	67	3183

Die Zahlen sind rund $1^1/_2$ mal so groß als in der Meteorol. Zeitschr. 1903, S. 474 und 476, angegeben. (NB. Januar, August und Dezember sind dort falsch gemittelt; die Zahlen müßten lauten: 27, 266, 44 statt 37, 319, 52, so daß auch die mittlere Jahressumme statt 2183 zu 2111 angegeben sein sollte.)

Für Wari wird in der Meteorol. Zeitschr. 1903, S. 475, angegeben:

I.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
11.4	25.8	256.2	91.3	186.6	304.5	323.7	145.7	505.6	160.4	95.1	0.5
	1896						1895				

während man in den Reports of the Brit. Assoc. f. Advanc. of Science findet (in inches):

II.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1893 . .	—	—	—	—	—	14.96	19.05	20.08	18.75	16.72	4.30	8.93
1894 . .	0.23	3.03	5.55	6.35	22.86	16.41	6.74	12.27	13.07	13.54	5.63	6.24
1895 . .	2.42	0.05	8.87	5.44	11.12	18.09	18.71	8.69	30.13	9.59	5.67	0.03

Die letzten 9 Monate geben in Millimetern:

April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
138.2	282.5	459.2	475.1	220.7	765.2	243.6	144.0	0.8

also rund stets 1.5 mal so viel als in I angegeben.

Kombiniert man mit den richtig umgerechneten Zahlen aus II die mit 1.5 multiplizierten Zahlen für die ersten 3 Monate 1896 aus I, so ergibt sich im Mittel für Wari aus dem Material bis März 1896:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Anzahl der Beobachtungsmonate	3	3	3	2	2	3	3	3	3	3	3	3	—
Regen in Millimetern . .	28	39	250	150	431	419	377	347	525	337	132	129	3164

in guter Übereinstimmung mit Fraunberger, der für das Jahr 3159 mm angibt.

Für Lokoja und Jebba sind die Angaben in der Meteorol. Zeitschr. 1903, S. 474 und 475, in sich widerspruchsvoll. Man findet im Text für Lokoja für das Jahr 1559 mm (60.88 Zoll) und für September 346 mm (13.64 Zoll), in der Tabelle aber für das Jahr 997 mm und für September 224 mm, und ebenso für Jebba im Text für das Jahr 1333 mm (52.48 Zoll) und für Juni 338 mm (13.30 Zoll), in der Tabelle aber für das Jahr 860 mm und für Juni 218 mm. Es darf auch hier angenommen werden, daß die angegebenen Zoll richtig sind, die Zahlen der Tabelle aber wieder etwa im Verhältnis 2 : 3 zu klein. Rechnet man in dem Verhältnis um, daß die richtigen Jahressummen 60.88 Zoll = 1545 mm bzw. 52.48 Zoll = 1333 mm herauskommen, so ergibt sich:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Lokoja . . .	0	0	23	149	138	138	245	325	347	146	34	0	1545
Jebba . . .	0	0	0	32	177	338	153	222	271	118	220	0	1333

Digitized by Google

Auch bei Fraunberger findet man als Jahressummen angegeben für Lokoja 997 mm, für Jebba 860 mm, was nach dem Vorstehenden voraussichtlich nur etwa $^2/_3$ der wirklichen Menge bedeutet; die Originaltabellen für Lokoja und Jebba habe ich nicht finden können.

Die für Akassa angegebenen Zahlen stimmen mit denjenigen in Hanns Klimatologie Band II, S. 99 für die Nigermündung mitgeteilten genau überein; bei allen übrigen Stationen sind schon die Originalbeobachtungen in Millimetern gemacht, so daß hier ein ähnlicher Rechenfehler ausgeschlossen ist. Hans Maurer.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Pasuruan im Jahre 1905. Im Anschluß an die Mitteilungen über die Beobachtungsergebnisse der Jahre 1903 und 1904 zu Pasuruan (Meteorol. Zeitschr. 1907, S. 568, und 1905, S. 38) lassen wir hier die Ergebnisse des Jahres 1905 folgen nach „Natuurkundig Tijdschrift voor Nederlandsch-Indië", Deel LXVI, Weltevreden 1907. Uitkomsten van Met. Waarnemingen verricht aan het Proefstation Oost-Java te Pasoeroen gedurende het jaar 1905.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Pasuruan im Jahre 1905, 7°38′ SBr, 112°55′ E v. Gr.

	Luftdruck		Temperatur						Rel. Feuchtigkeit			Sättigungsdefizit	
				Mittl. tägl. Extreme			Absol.						
	Mittel	Schwkg.	Mittel			Differenz	Max.	Min.	7^h	12^h	Dampfdruck	7^h	12^h
Jan. . .	759.4	6.2	26.8	23.7	30.7	7.0	32.0	23.0	90	69	21.2	2.3	9.8
Febr. . .	59.0	6.1	26.3	23.4	30.2	6.8	32.0	22.5	93	72	21.0	1.5	8.5
März . .	59.7	6.7	27.1	23.6	31.1	7.5	32.5	22.5	91	67	21.2	2.2	10.7
April . .	59.4	5.1	26.9	23.4	30.9	7.5	32.0	21.5	92	67	21.3	1.7	10.8
Mai . .	58.9	5.4	26.6	22.9	30.7	7.8	32.0	21.0	91	67	20.5	2.1	10.4
Juni . .	59.3	4.4	26.2	21.9	31.0	9.1	32.0	19.0	87	59	18.8	2.5	13.0
Juli . .	59.9	5.1	25.6	21.5	30.5	9.0	33.0	16.5	83	58	17.5	3.3	12.9
Aug. . .	60.1	5.6	25.4	21.0	30.2	9.2	31.5	19.5	83	58	17.2	3.3	12.7
Septbr. .	59.7	6.0	26.3	21.8	30.9	9.1	33.5	20.5	78	57	17.6	4.6	13.7
Oktbr. .	58.9	5.8	27.5	22.6	32.0	9.4	33.0	20.0	74	53	17.7	6.0	16.2
Novbr. .	59.5	6.1	28.1	23.9	32.5	8.6	34.5	22.5	76	55	19.2	6.0	15.7
Dezbr. .	58.6	4.6	28.1	24.0	32.8	8.8	34.5	23.0	83	62	20.7	4.1	13.4
Jahr . .	759.4	7.1	26.7	22.8	31.1	8.3	34.5	16.5	85	62	19.5	3.3	12.3

	Bewölkung				Sonnenschein in Proz.	Regen			Verdunstung	Windstärke	Schwarzkugel-Therm.		Bodentemperatur
						Max.							
	7^h	12^h	5^h	Mittel	8 bis 4^h	Menge	pro Tag	Tage			Mittag	Max.	30 cm
Jan. . .	6.0	5.0	9.1	6.0	45	298	83	17	0.62	4.5	46.0	50.7	29.7
Febr. . .	6.8	5.0	9.4	7.1	33	443	66	24	0.42	3.8	45.7	50.2	29.3
März . .	5.0	4.1	8.5	5.9	58	87	50	7	0.69	4.3	46.8	51.2	29.8
April . .	4.5	4.2	9.3	6.0	43	162	39	13	0.64	3.8	45 8	49.8	29.7
Mai . .	5.4	5.5	6.5	5.8	51	43	17	4	0.77	4.3	43.0	48.7	28.9
Juni . .	1.0	1.8	3.8	2.2	61	14	12	3	1.05	4.7	45.2	47.3	28.8
Juli . .	3.3	2.1	3.4	2.9	66	6	6	1	1.29	6.3	44.6	47.1	28.0
Aug. . .	2.5	2.3	3.8	2.9	73	12	6	3	1.20	6.5	44.9	46.5	28.3
Septbr. .	2.2	2.7	4.5	3.1	75	0	0	0	1.54	7.6	46.1	48.0	29.3
Oktbr. .	3.2	3.0	4.0	3.4	78	0	0	0	1.88	7.5	47.5	49.4	29.8
Novbr. .	4.0	4.2	7.0	5.1	59	7	6	2	1.57	5.5	47.4	50.4	30.3
Dezbr. .	4.1	3.1	7.2	4.8	60	79	37	10	1.08	4.1	47.9	50.1	30.6
Jahr . .	4.0	3.6	6.4	4.7	58	1151	83	84	1.06	5.2	45.9	49.1	29.4

Die fünfjährigen korrigierten Temperaturmittel 1901 bis 1905 sind:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
27.0	26.5	26.6	26.9	26.6	26.1	25.6	25.6	25.9	27.3	27.8	27.2	26.6

J. H.

Dämmerungserscheinungen am 30. Juni und 1. Juli in England. Die Zeitschrift Nature vom 9. Juli (Vol. 76, S. 228) enthält darüber einen kurzen Bericht, dem wir folgendes entnehmen. Der ganze nördliche Teil des Himmels vom Horizont bis zu 45° aufwärts etwa und bis nach Westen hin war in einen rötlichen Schein getaucht, mit einer Farbe von rosa bis indischrot, während östlich vom Nordpunkt die Färbung deutlich mattgrün war. Man konnte kein Flackern oder Scintillieren am geröteten Himmel beobachten, desgleichen fehlte eine Tendenz zur Bildung von Strahlen oder leuchtenden Bogen, charakteristisch für das Nordlicht. Cirrostratuswolken in der Nähe des Horizonts hatten dieselbe Färbung wie der umgebende Himmel.

Eine Eigentümlichkeit in Verbindung mit diesem Phänomen bestand in einer besonderen Verlängerung der Dämmerung, die fast bis zum Tagesanbruch währte.

Digitized by Google

Spektroskopische Beobachtungen gaben keine Anhaltspunkte, das Phänomen als Nordlichterscheinung anzusprechen.

In der Nummer der Nature vom 16. Juli (S. 947) berichtet W. F. Denning über die Erscheinung. Auch Denning sieht wesentliche Unterschiede im Auftreten derselben gegenüber einem Nordlicht.

Verdunstung im Saltonsee. Professor F. H. Bigelow gibt im National Geographic Magazin, Jan. 1908, einen vorläufigen Bericht über seine Studien über die Verdunstung zu Reno, Nevada, und in der Saltonsenke, die er im Auftrage des Weather Bureau im Südwesten der Union ausgeführt hat. Er konstatiert, daß die Annahme einer jährlichen Verdunstung von 244 cm beim Saltonsee viel zu groß ist und daß dieselbe nur auf 122 bis 152 cm anzunehmen sein dürfte. Eine provisorische Station wurde zu Reno, Nevada, errichtet mit fünf Beobachtungstürmen, vom 1. August bis 15. September wurden etwa 100 000 Ablesungen der Verdunstung ausgeführt. Es ergab sich, daß das Reservoir, welches beiläufig 305 m lang ist, sich mit einer unsichtbaren Wasserdampfschicht bedeckt, welche rund 9 m mächtig ist. Diese Dampfschicht vermindert die Verdunstung von der darunter befindlichen Wasserfläche. Es besteht die Absicht, zwei bis drei Beobachtungstürme auch am Saltonsee zu errichten, um über die schützende Dampfschicht eine zutreffende Vorstellung zu bekommen. (R. d. Ward in Science vom 22. Mai 1908.)

Meteorologisches Observatorium erster Ordnung zu Curityba (Paraná), 25° 25′ 50″ SBr., 49° 16′ W. v. Gr. Seehöhe 908 m. Von 1885/1888 (inkl.) Aneroidablesungen (7ᵃ, 10ᵃ, 1ᵖ, 4ᵖ, 9ᵖ), von Dezember 1888 an Registrierungen (96 pro Tag) des Meteorographen „Theorell". Mittelbildung der Temperatur 1884/1888 aus Max./Min. und 7ᵃ, 1ᵖ, 9ᵖ.

Luftdruck, reduziert auf Null Grad, in Abweichungen vom 18jährigen Mittelwerte, 1889/1906 (inkl.[1]).

Monats- und Jahresmittel.

		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Mittelwerte 1889/1906	Jährlicher Gang	−2.11	−1.30	−0.61	0.41	1.00	2.09	2.35	1.55	0.93	−0.47	−1 86	−2.02	0.00 Ampl. 4.46
	Barometer 600 mm +	84.60	85.61	86 30	87.32	87.91	89 00	89.26	88.46	87.86	86.44	85.05	84.89	86.907
1885	Aneroid	0.3	−0.2	−0.4	−0.1	0.4	1.2	−0.9	−0.2	0.1	0.4	1.7	0.6	0.26
1886	Aneroid	0.7	1.0	−1.1	−0.1	0.8	−1.0	0.7	0.6	−0.2	0.1	−0.7	−1.1	−.01
1887	Aneroid	0.1	−1.2	−1.3*	−1.1*	0.5	−0.7	1.7	−1.0	−0.7	−0.3	−0.6	0.1	−.40
1888	Aneroid	1.2	−0.5	0.9	0.1	−1.2*	1.0	2.1	−0.2	−1.3*	−2.0*	0.4	0.5	.09
1889		0.8	0 8	1.1	−0.3	−0.4	0.0	−0.7	−0.4	−0.2	−0.9	−1.1*	−1.2*	−.21
1890		−0.1	−1.6*	0.2	0.2	−0.5	−0.5	1.3	−0.5	−0.3	−1.1	0.3	−0.2	−.24
1891		−0.1	−0.5	−0.4	−0.7	0.3	−1.7*	−0.3	0.6	−0.9	−1.2	−0.3	0.4	−.41*
1892		−0.7	−0.8	−1.3*	0.3	1.0	1.3	1.4	−0.3	−0.1	−1.7	−0.7	0.1	−.13
1893		−0.2	0.8	0.1	0.9	−1.2*	−0.7	0.3	0.6	−1.1	0.2	1.7	−0.9	.04
1894		−0.8*	0.1	0.5	0.2	−0.2	0.8	0.3	0.8	−0.3	0.3	0.8	0.8	.28
1895		−0.5	0.4	0.0	−0.1	0.8	1.1	0.0	−0.8	0.1	−0.5	0.6	0.3	.11
1896		0.4	−0.4	−0.7	0.2	1.1	−0.3	1.0	1.2	−0.5	1.3	0.1	0.1	.28
1897		−0.3	0.6	−1.1	0.6	−0.7	0 9	0.9	0.8	1.3	1.1	0.8	1.1	.50
1898		0.4	−1.2	−0.9	−0.5	−0.4	−0.4	−1.0	−0 3	0.1	1.2	−0.2	0.7	−.21
1899		−0.8*	0.3	−0.1	−0.2	0.2	−1.1	−1.2	−1.9*	0.7	0.1	−0.3	0.2	−.34
1900		0.0	0.6	0.2	0.3	0.3	1.2	−0.4	0.7	1.4	0.1	−0.4	−0.5	.29
1901		−0.4	0.5	1.2	−0.1	0.4	−0.1	−1.3*	0.2	0.1	0.1	0.0	−0.3	.01
1902		0.2	0.2	−0.1	−1.0	−0.3	−1.1	−0.8	−0.4	−0.5	0.7	−0 7	0.1	−.34
1903		1.2	0.7	0 2	−0.1	0.6	−0.1	0.9	0 8	1.0	0.1	−0.4	−0.9	.33
1904		0.5	−0.5	0.5	0.4	−0.7	0.8	−0.4	−0.6	−0.2	−0.2	0.0	0.4	−.01
1905		0.5	−0.1	0.4	0.0	−1.0	0.3	−1.2	−0.5	0.1	0.3	0.0	0.3	−.07
1906		−0.2	0.5	0.3	0.0	0.8	−0.6	1.3	−0.1	−0.8	0.0	−0.1	−0.5	.05
1907		(0.3	−0.7	0.2	−0.3	−0.5	−0.5	−0.7	0.0	−0.8)	−0.2	0.7	0.1	−.21
18 Jahre, 1889/1906 Mittlere Anomalie		0.44	0.61	0.49	0.33	0.61	0.73	0.81	0.64	0.53	0.61	0.47	0.50	0.214
Höchste	„	1903	1886	1901	1893	1896	1892	1888	1896	1900	1896	1893	1897	1897
		+1.2	1.0	1.2	0.9	1.1	1.3	2.1	1.2	1.4	1.3	1.7	1.1	+0.50
Tiefste	„	1899	1890	1892	1887	1893	1891	1901	1899	1888	1888	1889	1889	1891
		−0.8	−1.6	−1.3	−1.1	−1.2	−1.7	−1.3	−1.9	−1.3	−2.0	−1.1	−1.2	−0.41
Amplitude absolut		2.0	2.6	2.5	2.0	2.3	3.0	3.4	3.1	2.7	3.3	2.8	2.3	0.91
Anzahl d. Jahre mit	pos. Abw.	7	10	11	10	9	8	9	8	8	12	8	11	9
	neg. „	11	8	7	8	9	10	9	10	10	6	10	7	9

[1]) Die Werte des Luftdrucks sind mit zwei Dezimalen berechnet, doch der Übersichtlichkeit halber auf eine abgerundet.

Digitized by Google

Temperatur °C im Schatten in Abweichungen vom 23jährigen Mittelwert (Mai 1884/April 1907).

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Mittelwerte 1884/1906 Jährlicher Gang	4.0	3.9	3.0	0.4	— 2.6	— 4.4	— 3.9	— 2.9	— 1.9	— 0.2	1.7	3.4	0.0 Ampl. 8.8
Mittelwerte 1884/1906 Temperatur °C	20.4	20.3	19.4	16.8	13.8	12.0	12.5	13.5	14.5	16.2	18.1	19.8	16.44 [1])
1884	—	—	—	—	— 0.6	— 1.0	— 0.5	1.9	— 1.0	— 1.3	— 0.9	— 1.0	— 0.5
1885	0.2	0.4	— 1.2	1.4	2.6	0.4	1.1	— 0.6	0.5	— 0.2	2.4	1.4	0.7
1886	2.2	— 1.0	0.8	0.2	— 1.7	— 2.1*	— 2.2*	— 2.4*	0.2	— 0.4	0.0	0.2	— 0.5
1887	— 0.9	0.3	— 1.4	— 0.7	— 0.8	0.2	0.0	1.5	0.2	0.3	0.0	0.6	— 0.1
1888	— 0.7	0.2	— 0.7	— 1.0	— 1.3	— 0.5	0.5	1.2	2.9	2.3	1.7	1.0	0.5
1889	3.0	1.9	1.1	1.1	0.6	— 1.9	0.6	— 1.2	— 1.4	— 0.5	0.5	1.6	0.4
1890	0.4	— 0.2	0.1	— 1.6*	— 1.2	— 0.8	0.8	— 0.7	0.2	— 0.9	— 1.3	— 0.6	— 0.5
1891	— 0.2	0.4	0.1	0.1	0.3	0.8	— 0.3	0.0	0.9	0.7	0.2	— 0.7	0.2
1892	1.2	0.8	0.6	0.0	— 1.1	0.4	— 1.4	— 0.2	— 0.6	— 0.8	— 0.8	— 2.4*	— 0.4
1893	0.1	— 1.4*	— 0.3	— 1.2	— 0.7	0.1	— 0.2	— 2.2	— 2.6*	— 2.2*	— 2.3*	— 0.3	— 1.1*
1894	2.3	0.4	0.1	— 1.3	— 0.3	— 1.9	— 0.4	— 0.3	0.0	1.0	0.1	— 1.2	— 0.2
1895	— 0.5	— 1.2	1.0	0.0	0.2	0.4	— 0 9	1.0	— 0.1	0.2	0.3	1.9	0.2
1896	— 0.9	0.0	— 0.9	— 0.6	0.0	0.7	— 0.2	1.2	0.9	0.3	0.6	1.4	0.2
1897	0.0	0.0	0.2	2.5	2.4	0.5	— 1.3	0.1	— 1.2	0.1	— 0.2	0.5	0.3
1898	0.9	1.1	0.5	0.6	— 1.5	1.6	— 0.4	— 0.9	— 2.2	— 1.9	— 1.3	— 0.8	— 0.4
1899	0.1	0.0	1.2	1.5	1.6	— 1.5	1.4	1.8	0.5	0.5	— 0.2	— 0.9	0.5
1900	— 0.5	0.0	0.7	— 1.0	1.5	1.2	1.4	0.9	0.8	— 0.2	0.0	0.3	0.5
1901	— 0.6	— 0.2	— 1.2	— 1.5	— 0.3	— 0.6	0.7	— 0.5	— 0.2	1.1	— 0.7	— 1.3	— 0.5
1902	— 1.0	1.1	— 0.1	0.9	1.8	2.3	2.0	— 1.5	1.2	0.0	1.6	1.0	0.8
1903	— 1.5*	0.4	1.3	— 0.2	— 0.6	— 1.0	— 0.3	0.1	0.6	— 1.1	0.2	0.1	0.1
1904	— 1.3	— 0.9	0.7	— 0.2	(— 1.8*)	— 1.0	0.1	0.0	0.8	— 0.6	0.0	— 0.9	— 0.4
1905	— 1.2	— 0.5	— 1.6*	0.0	0.5	0.3	— 0.1	0.0	0.9	2.8	— 0.4	— 0.1	0.1
1906	— 0.8	— 1.1	— 1.1	— 0.1	1.6	1.2	0.3	1.1	— 0.5	0.9	— 0.4	— 0.5	0.1
1907	— 1.4	— 0.3	0.9	0.0	(— 1.9	0.4	— 1.3	— 1.0	1.0)	— 0.6	0.8	— 0.4	— 0.3
Mittlere Anomalie	0.95	0.60	0.77	0.77	1.09	1.03	0.74	0.93	0.89	0.88	0.70	0.90	0.38
Höchste "	1889 + 3.0	1889 1.9	1903 1.3	1897 2.5	1885 2.6	1902 2.3	1902 2.0	1884 1.9	1888 2.9	1905 2.8	1885 2.4	1895 1.9	1902 0.78
Tiefste "	1903 — 1.5	1893 — 1.4	1905 — 1.6	1890 — 1.6	1904 — 1.8	1886 — 2.1	1886 — 2.2	1886 — 2.4	1893 — 2.6	1893 — 2.2	1893 — 2.3	1892 — 2.4	1893 — 1.09
Amplitude	4.5	3.3	2.9	4.1	4.4	4.4	4.2	4.3	5.5	5.0	4.7	4.3	1.87
Anzahl d. Jahre mit pos. Abw.	9	10	14	8	10	14	10	10	13	11	9	11	13
Anzahl d. Jahre mit neg. "	13	9	9	11	12	9	12	10	9	12	10	12	10
Anzahl d. Jahre mit 0 =	1	4	0	4	1	0	1	3	1	0	4	0	0

Curityba. Fr. Siegel.

C. Little: Über eine windstille Region in 3000 bis 4000 engl. Fuß Seehöhe in der kalten Jahreszeit in der Gegend von Calcutta. Der Verfasser macht aufmerksam auf die Existenz dieser windstillen Höhenzone, die sich Jahr für Jahr in der kalten Jahreszeit einstellt. Die Zone wurde konstatiert mit Hilfe von Pilotballons verschiedener Größe, welche teils mit Leuchtgas, teils mit Wasserstoff gefüllt waren. Der Verfasser gibt Details über die Methode der Beobachtung. Die Höhe und das Azimut der Ballons wurden in Intervallen von je zwei Minuten, und zu gleicher Zeit wurde der scheinbare Durchmesser der Ballons mit einem dreizölligen Fernrohre von 42 Zoll Fokallänge mittels Mikrometer gemessen. Beträgt der scheinbare Durchmesser x Tausendstel eines Zolles, so ist dessen Entfernung $126000/x$ in Fuß, wenn der Durchmesser des Ballons drei Fuß beträgt. Durch diese Messungen ist die Position des Objekts im Raume gegeben, und damit die Luftbewegung in den verschiedenen Niveaus, welche der Ballon erreicht hat, wenn die Luftbewegung horizontal angenommen wird. Die größten Höhen der Ballons variierten von 7000 bis 10000 Fuß. Es wurde in allen Fällen gefunden, daß bis zu 4000 Fuß die Luftbewegung ganz verschieden ist von der oberhalb, und daß beim Übergang von der einen zur anderen Schicht der Ballon eine mittlere Schicht von sehr geringer Luftbewegung passieren mußte. (Asiatic Soc. of Bengal, Febr. 1908 [2]).

Der tägliche Gang der Windstärke auf der Bjelašnica. In der kleinen Abhandlung über das meteorologische Observatorium auf der Bjelašnica und die Ergebnisse der

[1]) Inkl. Januar/April 1907.
[2]) Nature, Vol. 77, p. 485.

Digitized by Google

Beobachtungen auf derselben im Jahrgang 1903 dieser Zeitschrift konnte der tägliche Gang der Windstärke nur für das Jahr und den Sommer mitgeteilt werden (S. 17), da die Registrierungen, im Winter oft unterbrochen, erst eine sehr kurze Zeit umfaßten. Dies gab mir Veranlassung, den täglichen Gang der Windgeschwindigkeit aus den sieben bis acht Jahrgängen 1898 bis 1905 neu berechnen zu lassen, allerdings begnügte ich mich mit zweistündigen Mitteln. Die Leitung des meteorologischen Dienstes in Bosnien und der Herzegowina befindet sich jetzt nach dem bedauerlich frühen Hinscheiden des Herrn Th. Ballif bei Herrn Oberbaurat Mathias Riborich, welchem Herr Adjunkt Otto Harrisch zur Seite steht. Man ist diesen beiden Herren zu lebhaftem Danke verpflichtet für die Sorgfalt, mit der sie das meteorologische Netz im Okkupationsgebiete in bester Funktion erhalten, und namentlich für die klaglose Fortführung der meteorologischen Arbeiten auf der Gipfelstation Bjelašnica. Es ist höcht anerkennenswert, mit welcher Regelmäßigkeit, trotz der schwierigsten Verhältnisse, das Anemometer auch im Winter auf der Bjelašnica funktioniert, so daß nun auch für den Winter sieben- bis achtjährige komplette Registrierungen vorliegen.

Am Fuße der folgenden Tabelle findet man auch die mittleren Monats- und Jahresmaxima der Windgeschwindigkeit auf der Bjelašnica, die erstaunlich große sind.

Täglicher Gang der Windgeschwindigkeit (mps.) auf der Bjelašnica (1898 bis 1905). 43° 42′ NBr., 18° 15′ EL. v. Gr., 2067 m.

	12/1ᴬ	2/3ᴬ	4/5ᴬ	6/7ᴬ	8/9ᴬ	10/11ᴬ	M./1ᴾ	2/3ᴾ	4/5ᴾ	6/7ᴾ	8/9ᴾ	10/11ᴾ	Mttl.
Dezbr. (8 J.)	8.55	8.38*	8.73	8.59	9.53	**9.48**	9.21	9.03	9.15	8.94	8.68	8.94	8.93
Januar (7 „)	8.43	8.56	8.51	8.43	**9.37**	9.10	8.84	8.31*	8.50	9.16	8.73	8.94	8.74
Febr. (7 „)	9.50	9.23	8.80	8.44*	9.86	9.74	**10.06**	9.73	9.74	9.91	9.89	9.74	9.55
März (7 „)	9.17	9.20	8.91	8.64*	9.20	9.50	9.54	9.36	9.80	**10.24**	10.06	9.61	9.44
April (7 „)	9.93	9.70	9.74	9.30	9.61	9.69	9.46	9.19*	9.93	9.81	9.86	**10.09**	9.69
Mai (7 „)	9.47	9.37	9.09	8.57*	8.89	9.11	8.94	8.93	9.69	**9.86**	9.53	9.83	9.27
Juni (8 „)	9.91	9.69	9.71	8.92	8.58	8.22*	8.26	8.40	8.80	9.56	9.66	**9.96**	9.14
Juli (8 „)	8.90	**9.05**	9.01	8.39	7.92	7.61	7.04	7.00*	7.70	8.30	8.65	8.79	8.20
August (8 „)	8.26	8.22	**8.40**	7.91	7.28	7.01	6.75	6.65*	7.22	7.54	7.82	7.95	7.58
Septbr. (8 „)	8.66	8.72	8.54	8.26	7.71	7.76	7.94	7.45*	8.08	8.31	8.14	**8.86**	8.20
Oktobr. (8 „)	10.01	**10.04**	9.88	9.53	9.10	9.11	8.95	8.61*	8.84	9.80	9.24	9.89	9.42
Novbr. (8 „)	9.53	9.45	9.36	9.09	9.56	9.51	9.21	8.74*	8.91	8.91	9.31	**9.60**	9.26
Jahr	9.19	9.13	9.06	8.67	8.88	8.82	8.68	8.45*	8.86	9.20	9.13	**9.34**	8.95
Winter . . .	8.83	8.72	8.68	8.49*	9.59	9.46	9.37	9.02	9.13	**9.34**	9.10	9.21	9.08
Frühling . .	9.52	9.42	9.25	8.84*	9.23	9.43	9.31	9.16	9.81	**9.97**	9.82	9.84	9.47
Sommer . .	9.02	8.99	**9.04**	8.41	7.93	7.61	7.35*	7.35	7.91	8.47	8.71	8.90	8.31
Herbst . . .	9.40	9.40	9.26	8.96	8.79	8.79	8.70	8.27*	8.61	9.01	8.90	**9.45**	8.96

Mittleres Maximum 1898, 1899, 1901 bis 1904 (7 Jahre).

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Met. p. Sek. .	33.4	35.9	33.1	36.3	27.5	25.9	23.9	25.9	26.2	31.2	29.8	31.3	45.6

Absolute Maxima . . 57.0 Süd April 1898, 52.2 Nord Januar 1899, 51.1 Süd Dezember 1901.
Alle Maxima traten bei Süd- oder Nordwinden ein. J. Hann.

Zur Korrektion der Mittel der täglichen Extreme in Südindien. In meiner Abhandlung über den täglichen Gang der Temperatur in der Tropenzone, I. und III. Teil, innere und äußere Tropenzone, das südasiatische Tropengebiet, habe ich für eine Reihe von Stationen in Indien die Korrektionen des Mittels der täglichen Extreme mitgeteilt. Leider fehlten für Agustia Pic und Trevandrum die Mittel der täglichen Extreme, und damit überhaupt für eine Höhenstation. Das kann nun nachgeholt werden durch die Temperaturmittel für Peryakulam und Kodaikánal in Südindien (s. d. Zeitschrift S. 31).

Peryakulam 10° 9′ N, 77° 33′ E, 286 m (1900—1906).

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Wahre Mittel . . .	24.3	26.1	27.8	29.2	28.8	27.8	27.3	27.4	27.1	26.1	24.9	23.8	26.7
Tägliche Extreme .	24.5	26.3	28.0	29.8	29.7	28.5	28.1	28.2	28.0	26.8	25.5	24.3	27.3
Differenz	−0.2	−0.2	−0.2	−0.6	−0.9	−0.7	−0.8	−0.8	−0.9	−0.7	−0.6	−0.5	−0.6

Kodaikánal 10° 14′ N, 77° 30′ E, 2343 m.

Wahre Mittel . . .	11.8	12.9	14.4	15.4	15.8	14.4	13.6	13.7	13.6	13.1	12.3	11.9	13.6
Tägliche Extreme .	12.7	13.9	15.4	16.5	16.7	15.2	14.3	14.4	14.3	13.9	13.0	12.6	14.4
Differenz	−0.9	−1.0	−1.0	−1.1	−0.9	−0.8	−0.7	−0.7	−0.7	−0.8	−0.7	−0.7	−0.8

Digitized by Google

Man sieht daraus wieder, wie unverläßlich die Mittel der täglichen Extreme sind, und wie groß die Korrektionen auf wahre Mittel. An der Basisstation in rund 300 m beträgt die Korrektion des Mittels der täglichen Extreme von Januar bis März bloß — 0.2°, dagegen auf der Gipfelstation — 1.0°, später werden die Korrektionen ziemlich die gleichen.

J. Hann.

Regenfall zu Pernambuco (Recife). Wir entnehmen dem Boletim Mensal des Observatoriums von Rio de Janeiro Januar/März 1907 die neueren Ergebnisse der Regenmessungen zu Pernambuco. Die älteren gehen bis 1842 zurück, scheinen aber zum Teil unsicher zu sein. Es sind zwei Stationen unterschieden: Cidade do Recife und Irmãos Pernambuco, die letzteren beginnen 1889. Die Ergebnisse weichen zum Teil nicht unerheblich voneinander ab. Wir haben von 1889 bis 1906 die letztere Reihe benutzt, weil sie auch die Angabe der Regentage enthält.

Die Jahressummen nach den älteren Regenmessungen sind:

1842	1861	1875	1876	1877	1878	1879	1880	1881	1882	1883	1884	1885	1886
2651	2614	2922	3494	1765	4400	2368	4541	3776	2252	1877	1507	2017	1818

Sind die Regenmengen wirklich so schwankend, wie sie diese älteren Regenmessungen angeben? An dieser Station (Cidade Recife) gehen dann 1889—1906 die Jahressummen sogar auf 668! (1903) herab; 1901 735, 1893 819 usw. Das ist höchst unwahrscheinlich.

Pernambuco-Niederschlagsmenge 1887 bis 1906.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1887	23	2	122	374	216	247	253	134	28	65	1	68	1533
1888	40	31	162	167	205	295	222	81	15	18	44	8	1288
1889	97	62	71	61	176	184	164	80	52	13	13	28	1001
1890	38	21	20	146	114	213	259	207	84	103	3	2	1210
1891	33	136	41	126	875	279	194	54	2	41	21	9	1811
1892	9	46	172	119	171	217	179	100	107	47	30	83	1280
1893	111	80	205	255	308	157	238	112	13	89	69	25	1662
1894	91	117	479	311	459	553	504	188	50	27	84	24	2887
1895	42	125	657	288	369	369	344	458	246	127	101	66	3192
1896	12	84	250	128	451	98	230	357	207	68	19	25	1929
1897	19	165	151	258	531	566	361	244	44	49	50	64	2502
1898	18	62	76	359	122	324	157	133	102	103	8	45	1509
1899	16	173	593	506	471	215	489	391	47	73	17	34	3025
1900	72	116	48	114	155	405	340	149	143	87	17	85	1731
1901	29	304	205	175	374	201	237	238	99	106	25	31	2024
1902	62	37	156	127	547	172	427	405	69	28	30	88	2148
1903	132	80	113	252	395	292	289	191	73	28	66	30	1941
1904	41	115	93	99	228	397	378	224	102	60	93	35	1865
1905	84	131	152	500	263	353	182	176	88	56	45	25	2055
1906	69	141	176	202	414	371	424	79	104	38	11	90	2119
Mittel 20 J.	52	101	197	228	342	295	294	200	84	61	37*	43	1934
						Regentage im Mittel.							
17 J.	11.9	14.8	19.5	19.3	24.6	24.7	25.8	24.4	15.6	14.2	11.8*	13.4	220.0

J. Hann.

Atmosphärische Elektrizität und Nebel [1]). Mit Rücksicht auf das Interesse, das in neuester Zeit dem Phänomen der Zerstreuung und der Voraussicht des Nebels gegenüber gezeigt wird, kann es nicht wertlos erscheinen, die Aufmerksamkeit auf ein neues bemerkenswertes Beispiel eines Phänomens der atmosphärischen Elektrizität zu lenken, das gewöhnlich die Londoner Nebel begleitet. Vorher muß ich noch erklären, daß die Methode, die zu Kew zur Bestimmung des absoluten Wertes des Potentialgradienten — d. i. die Zunahme an Volt pro Meter Höhe vom Boden auf — sicher sich nicht irrt in der Bedeutung des Überschätzens desselben. Nehmen wir die 8 Jahre 1898 bis 1904, so fand ich, wie in einer früheren Abhandlung [2]) niedergelegt ist, daß der mittlere Wert des Potentialgradienten zu Kew 159, der Mittelwert für den Monat Januar aber 201 betrug. Das Phänomen nun, auf das ich früher verwies, besteht in dem Auftreten von besonders hohen positiven Potentialen (doppelt

[1]) Aus Nature 77, 13. Februar 1908.
[2]) Phil. Trans. A., vol. 206, p. 209.

Digitized by Google

oder dreifach so große Werte), während der Nebel, was, angemessen der Jahreszeit, nicht ungewöhnlich ist. Jedoch zu solcher Zeit sind große und häufige Schwankungen in den Werten der Gradienten gewöhnlich, so daß das Anhalten eines außergewöhnlich hohen Wertes für eine Anzahl aufeinander folgender Stunden verhältnismäßig selten ist. Am Morgen des 21. Januar aber, zur Zeit eines sehr dichten Nebels, überschritt der Potentialgradient zu Kew beständig von 1 Uhr bis 9 Uhr 30 Min. vormittags den Wert von 730. Um wieviel er diesen Wert überschritten haben mag, kann unmöglich bestimmt werden, da die Zeichnung während dieser ganzen Zeit über die Grenzen der Registrierung hinausging. Sowohl bevor die Registrierung das Papier verließ, als auch nachdem sie wieder darauf zurückkam, waren die Oszillationen des Potentialgradienten groß, so daß als Maximalwert wahrscheinlich wenigstens 1000 angenommen werden kann. Eine Frage von praktischem Interesse ist, ob die Steilheit des Potentialgradienten in der Nähe des Erdbodens dazu dient oder vielleicht dazu verwendet werden kann, als nützliches Mittel zur Mithilfe an der Reinigung der Atmosphäre von Rauch und Staub. Auch würde interessant sein, zu wissen, ob solche Potentiale gänzlich ohne physiologische Wirkung auf den menschlichen Körper sind.

R. Fitzners Beiträge zum Klima von Kleinasien. Professor Dr. R. Fitzner hat vor einiger Zeit eine Publikation begonnen, die den Titel führt: Beiträge zur Klimakunde des osmanischen Reiches und seiner Nachbargebiete. I. Meteorologische Beobachtungen in Kleinasien 1902. II. Meteorologische Beobachtungen in Kleinasien 1903. Berlin, H. Paetel. Aus einem bisher klimatisch kaum bekannten Gebiete hat der Verfasser die nun schon an zahlreichen Orten, namentlich an den Stationen der neuen Bahnen angestellten meteorologischen Aufzeichnungen gesammelt, reduziert und die Ergebnisse in Form übersichtlicher Tabellen zusammengestellt. Wir entnehmen als Probe der zweiten Lieferung die folgende Tabelle, in welche aber nur ein Teil der Daten der Originaltabellen aufgenommen worden ist. Es handelte sich nur darum, auf diese sehr verdienstliche Publikation aufmerksam zu machen.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Konia im Jahre 1903.
37° 53′ NBr., 32° 29′ EL., 1027 m.

	Temperatur											
	Mittleres				Absolutes							
1903	Max.	Min.	Mittel	Ampl.	Max.	Min.	Sommertage	Frosttage	Eis	Bewölkung	Niederschlagstage	Schneetage
Januar . .	3.2	— 9.5	— 3.1	12.7	10	— 18	0	31	6	2.2	2	2
Februar .	5.9	— 7.1	— 0.6	13.0	12	— 15	0	28	3	3.6	0	0
März . . .	10.4	— 2.4	4.0	12.8	21	— 7	0	23	0	3.9	0	0
April . . .	18.4	1.7	10.0	16.7	24	— 2	0	8	0	2.2	4	1
Mai . . .	24.3	7.4	15.8	16.9	31	1	17	0	0	1.3	5	0
Juni . . .	26.6	9.4	18.0	17.2	31	7	25	0	0	0.7	3	0
Juli. . . .	29.5	11.5	20.5	18.0	36	8	26	0	0	0.7	1	0
August . .	28.3	10.6	19.4	17.7	33	7	26	0	0	1.6	0	0
September	24.6	7.1	15.8	17.5	33	0	16	1	0	1.3	3	0
Oktober . .	19.0	2.8	10.9	16.2	26	— 5	4	4	0	1.8	6	0
November .	12.4	— 1.2	5.6	13.6	21	— 6	0	23	0	2.8	7	1
Dezember .	7.5	— 2.8	2.3	10.3	12	— 4	0	31	8	6.0	5	0
Jahr . . .	17.5	2.3	9.9	15.2	36	— 18	114	149	17	2.3	36	4

Literaturbericht.

Fischer, Karl: Die Sommerhochwasser der Oder von 1813 bis 1903 mit besonderer Behandlung der Hochwasser vom Juni/Juli 1902 und Juli 1903. (Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands. Besondere Mitteilungen, Bd. 1, Nr. 6.) Berlin, Mittler u. Sohn 1907. 4°. VI, 101 S., 16 Beilagen.

Der größere Teil der vorliegenden, im Auftrage der Landesanstalt für Gewässerkunde verfaßten Abhandlung enthält die Schilderung der Entstehung, des Verlaufs und der Abfluß-

Digitized by Google

verhältnisse bei den Hochwassern in den Jahren 1902 und 1903. Die Verschiedenheit der Ausgangspunkte beider Ereignisse gibt aber dem Verfasser Veranlassung, eine allgemeine Untersuchung über die Oderhochwasser seit 1813 vorauszuschicken, die den Schwerpunkt der ganzen Arbeit bildet

Selbstverständlich sind es vorwiegend hydrographische Gesichtspunkte gewesen, die bei der Behandlung des Stoffes maßgebend waren. Die meteorologischen Bedingungen der Hochwasser wurden, abgesehen von den Niederschlagsverhältnissen, nur gestreift, da eine Untersuchung nach dieser Richtung hin eine Aufgabe für sich darstellt.

In dem ersten allgemeinen Teil gibt der Verfasser eine Übersicht über alle bemerkenswerten Sommerhochwasser der Oder seit 1813 nebst den zugehörigen Wasserständen an den wichtigsten Pegelstellen, woraus man zunächst Schlüsse auf die Entstehungsgebiete und ihre Ausdehnung sowie auf die Größe der Hochwasser ziehen kann. Auf Grund dieser Gesichtspunkte läßt sich der behandelte Zeitraum von 1813 bis 1903 in drei Abschnitte zerlegen, welche die Jahre 1813 bis 1855, 1856 bis 1879 und 1880 bis 1903 umfassen.

In der ersten Periode kamen mehrere große Hochwasser vor, deren Entstehungsherde sich über das ganze zum Odergebiet gehörende Bergland erstreckten, während in dem letzten Zeitraume immer nur höchstens zwei der drei vom Verfasser unterschiedenen Hauptgebiete beteiligt waren. In dem mittleren Abschnitt von 1856 bis 1879 fehlten bedeutende Oderhochwasser überhaupt, wenn auch bisweilen eins der Zuflußgebiete von Hochfluten heimgesucht wurde.

Dieses verschiedene Verhalten in den einzelnen Zeiträumen ist, wie der Verfasser wohl mit Recht annimmt, auf meteorologische Ursachen zurückzuführen. Denn es deckt sich die von größeren Hochwassern freie mittlere Periode mit der Zeit, in der nach Untersuchungen Kremsers die Temperatur im Osten Deutschlands unter, im westlichen Norddeutschland über dem langjährigen Mittelwert lag. Dagegen war es nicht möglich, eine Beziehung zwischen Stärke und Zahl der Hochwasser und Sonnenfleckenhäufigkeit festzustellen. Trotzdem ist wohl aber, nach Fischers Ansicht, an irgend einem Zusammenhang des Verhaltens der Hochwasser mit den Veränderungen der Sonnentätigkeit nicht zu zweifeln.

Da in dem letzten Zeitabschnitt von 1880 bis 1903, obgleich immer nur höchstens zwei der drei Hauptentstehungsherde beteiligt waren, ebenso große Hochwasser vorgekommen sind, wie in der ersten Periode, wo häufig das ganze Gebiet betroffen wurde — und zwar jedenfalls aus Gründen, die auf den künstlichen Veränderungen des Strombettes, zumal auf der stärkeren Bedeichung beruhen —, so spricht der Verfasser die Befürchtung aus, daß die Hochfluten seit 1880 an Stärke noch überboten werden könnten, wenn die Entstehungsgebiete wieder eine größere Ausdehnung erlangen sollten.

Aus den weiteren allgemeinen Ergebnissen ist noch hervorzuheben, daß die aus Österreich kommenden Quellflüsse der Oder am meisten die Sommerhochwasser beeinflussen, während die Einwirkung von Bober und Lausitzer Neiße im allgemeinen nicht groß ist, da die Flutwellen dieser Flüsse gewöhnlich der Oderwelle etwas vorausgehen. Da auch im Gebiet der Glatzer Neiße die österreichischen Zuflüsse den Hauptanteil bei Hochfluten liefern so müssen Maßregeln zur Bekämpfung der Sommerhochwasser an ihren Entstehungsherden hauptsächlich in Österreich einsetzen.

Auf die an sich sehr wertvollen Untersuchungen der Hochwassererscheinungen im Juni/Juli 1902 und Juli 1903 soll hier nicht weiter eingegangen werden, da sie in ihren Ergebnissen mehr für den Hydrographen als für den Meteorologen von Interesse sind.

G. v. Elsner.

Bibliographie.

Anales del Instituto y Observatorio de Marina de San Fernando publicados por D. Thomás de Azcárate. Sección 2ª. Observaciones meteorológicas, magnéticas y séismicas. Año 1907. San Fernando 1908. Fol. 4 Bl., VIII, 157 S., 2 Taf.

Annales du Bureau Central Météorologique de France. publiées par A. Angot. Année 1904. I. Mémoires. Paris 1908. 4°. XII, 377 S., 8 Taf. — Enthält die Arbeiten von Th. Moureaux: Observations magnétiques faites à l'Observatoire

Digitized by Google

du Val-Joyeux, pendant l'année 1904; Th. Moureaux: Déterminations magnétiques faites dans la région de l'anomalie du bassin de Paris, pendant l'année 1904; A. Angot: Les orages en France pendant l'année 1904; A. Angot: Études sur le climat de la France. Température. Quatrième Partie: Températures extrêmes; jours de gelée.

van Bebber, W. J.: Anleitung zur Aufstellung von Wettervorhersagen für alle Berufsklassen, insbesondere für Schule und Landwirtschaft. Zweite revidierte Auflage. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn 1908. 8°. VI, 38 S. Preis 60 Pf.

Bemporad, A.: Über die Veränderung der Luftdurchsichtigkeit mit der Höhe und an der Erdoberfläche. Leipzig 1908. 4°. 12 S. S.-A. Archiv für Optik, I. Bd., Heft 8.

Boddaert, D.: Misure magnetiche nei dintorni di Torino. Componente orizzontale. Torino 1908. 4°. 64 S., 1 Taf. S.-A. Mem. Accad. R. delle Sci. di Torino, Anno 1907—1908.

Bulletin annuaire de la Station météorologique près du Gymnase Bulgare de garçons „St. Cyrille et Méthode" à Salonique pour l'année 1907. 4°. 4 Blatt.

Bulletin mensuel de l'observatoire météorologique de l'Université d'Upsala. Vol. XXXIX. Année 1907. Par F. Åkerblom. Upsala 1907. Fol. 1 Bl., 74 S.

Graphische Darstellungen der Schweizerischen hydrometrischen Beobachtungen und der Luft-Temperaturen und Niederschlags-Höhen für das Jahr 1906. Herausg. vom Eidgenös. hydromet. Bureau. Bern 1907. Fol. 8 S., 1 Bl., 45 Taf. — Titel und Text auch in französ. Sprache.

Hecker, O.: Bestimmung der Schwerkraft auf dem Indischen und Großen Ozean und an deren Küsten, sowie erdmagnetische Messungen. Berlin 1908. 4°. VIII, 236 S., 12 Taf. (Zentralbureau d. internat. Erdmessung. Neue Folge der Veröffentlichungen No. 16). — Enthält S. 81—226 einen Abschnitt über Bestimmung der Intensität der Schwerkraft durch Vergleichung von Quecksilberbarometern und Siedethermometern mit wichtigen instrumentellen Mitteilungen.

Hunt, H. A.: A new form of pressure anemometer. (Commonwealth Bureau of Meteorology, Melbourne). Melbourne. o. J. 8°. 10 S., 5 Taf.

—: The climate and meteorology of Australia. (Commonwealth Bureau of Meteorology, Melbourne, Bulletin No. 1). Melbourne (1908). 8°. 33 S. S.-A. Year Book of the Commonwealth of Australia.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1907. Großherzogtum Hessen. VII. Jahrgang. Herausg. vom Großh. Hydrographischen Bureau. Bearbeitet von G. Greim. Darmstadt 1908. gr. 4°. 16, 59 S., 1 Karte.

Knörzer, A.: Über die Temperaturverhältnisse der oberrheinischen Tiefebene. Leipzig 1908. 8°. 25 S. S.-A. Geogr. Zeitschr. Band 14.

Monatskarten für den Indischen Ozean. Bearbeitet und herausg. von der Deutschen Seewarte. 13 Karten. 82×56 cm. Text S.-A. Annalen d. Hydrogr. 1908. 6 S. — Die Karten sind ähnlich ausgeführt wie die atlantischen Monatskarten; sie gelten jedoch nicht für die Monate eines einzelnen Jahres, sondern allgemein für die Monate, deren Namen sie tragen und werden also auch nicht in jedem Einzelmonat neu ausgegeben.

Newcomb, Simon: A search for fluctuations in the sun's thermal radiation through their influence on terrestrial temperature. Philadelphia 1908. 4°. 81 S. (Transact. Amer. Philos. Soc. Vol. XXI, N. Ser., part V).

Observatorio Meteorologico, Magnetico y Seismico del Colegio de Belen de la Compañia de Jesus en la Habana. Año de 1907. Habana 1908. Fol.

Peruvian Meteorology by Solon J. Bailey. Observations made at the auxiliary stations 1892—1895. Cambridge 1908. 4°. (Annals of the Astr. Obs. of Harvard College, Vol. XLIX, Part II, S. 105—232, 1 Taf.).

Rainfall map of the Commonwealth of Australia. (Commonwealth Bureau of Meteorology, Melbourne. Bulletin No. 2). Published by H. A. Hunt. Melbourne 1908. 8°. 11 S., 1 Karte.

Rapporto annuale dello J. R. Osservatorio Marittimo di Trieste contenente le osservazioni meteorologiche di Trieste e di alcune altre stazioni adriatiche per l'anno 1904 redatto da Edoardo Mazelle. XXI Volume. Trieste 1908. 4°. 2 Bl., 115 S.

Hourly **readings** obtained from the self-recording instruments at four observatories in connexion with the Meteorological Office, 1907. Published by authority of the Meteorological Committee. London 1908. 4°. XVII, 197 S. Preis 25 sh.

Annual **Report** of the Director of the (Philippine) Weather Bureau for the year 1905. Part II. Meteorological observations at the secondary stations during 1905. Manila 1908. 4°. 386 S.

Thirteenth annual **Report** of the Meteorological Observatory. Cleveland, Ohio 1907—1908. 8°. 22 S., 1 Taf.

Results of the magnetical and meteorological observations made at the Royal Alfred Observatory, Mauritius, in the year 1906. Under the direction of T. F. Claxton. London 1908. 4°. 3 Bl. XXX, (LXXV) S., 6 Taf.

van Rijckevorsel: Konstant auftretende sekundäre Maxima und Minima in dem jährlichen Verlauf der meteorologischen Erscheinungen. Fünfte Abteilung. Rotterdam, W. J. van Hengel 1908. 4°. 14 S., 3 Taf.

Schellenberg, Osmar: Studien zur Klimatologie Griechenlands. Temperatur, Niederschläge, Bewölkung. Inaug.-Diss. Leipzig. Borna-Leipzig 1908. 8°. 98 S., 1 Bl., 1 Karte.

Schubert, J.: Das Klima von Ostpreußen. Eberswalde, W. Jancke 1908. 8°. 18 S., 1 Taf.

—: Die Witterung in Eberswalde im Jahre 1906. Berlin 1907. 8°. 10 S. S.-A. Zeitschr. für Forst- und Jagdwesen 1907, Heft 11.

—: Landsee und Wald als klimatische Faktoren. Vortrag auf der Naturforscher-Versammlung zu Dresden am 18. September 1907. Leipzig 1908. 8°. S.-A. Geogr. Zeitschrift Jahrg. XIII, S. 688—694.

Veröffentlichungen des Hydrographischen Amtes der k. u k. Kriegsmarine in Pola. Gruppe II. Jahrbuch der meteorol., erdmagnet. u. seismischen Beobachtungen. 1907. Pola 1908. gr. 4°. XXIV, 152 S., 1 Taf.

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Meteorologische Zeitschrift.

25. Jahrgang 1908.

Vorzügliches Insertionsorgan.

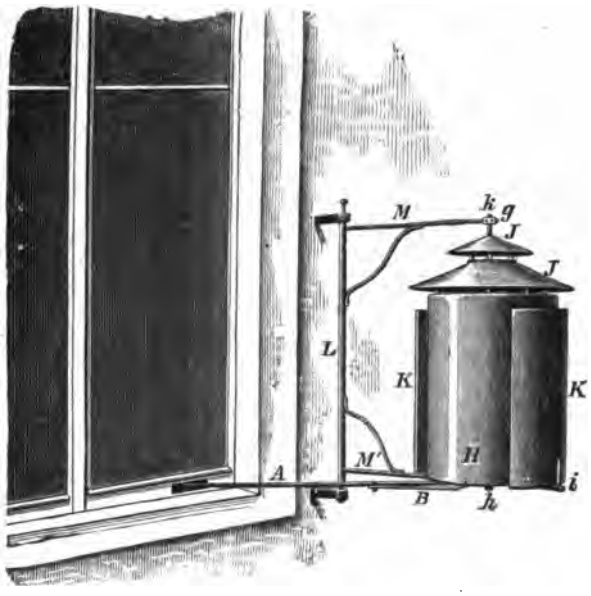
Offizielles Organ der k. k. Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie und der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft.

Anzeigen und Beilagen
betr. Photographische Papiere u. Trockenplatten, Photograph. Apparate, Meteorolog. Apparate, Vermessungsinstrumente, Optische Instrumente, Physikalische Apparate, Geodätische, mathematische und nautische Instrumente, Astronomische Instrumente, Zeichen-Utensilien usw. haben besten Erfolg

Wir bitten, außer dem redaktionellen Teile auch den reichen **Inseratenteil** zu beachten.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

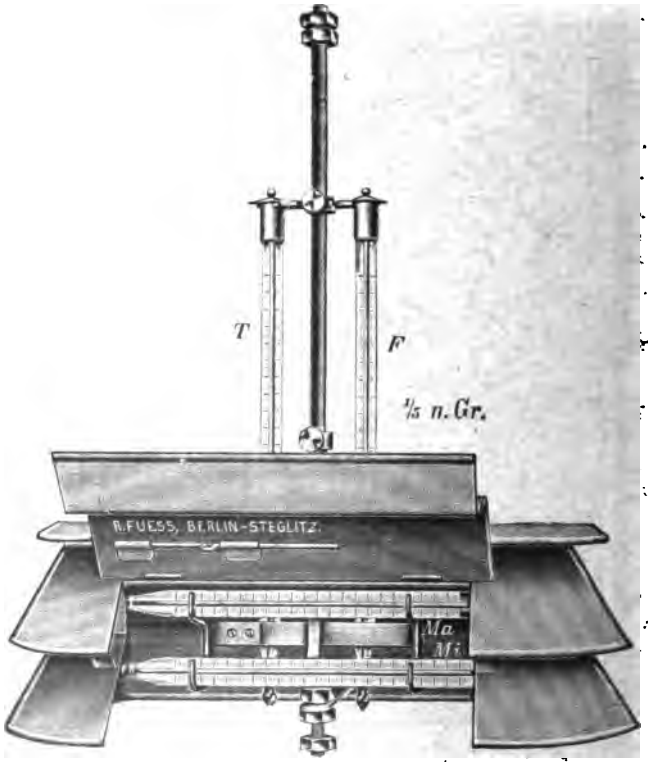
Digitized by Google



R. FUESS

VORMALS J. G. GREINER JR. & GEISSLER

STEGLITZ bei **BERLIN,** Düntherstr. 8.



Digitized by Google

1908 Heft 10 Oktober

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. R. SÜRING
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXV, zugleich Bd. XLIII der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit drei Textfiguren und einer Lichtdrucktafel.

INHALT.

Seite
A. de Quervain: Beiträge zur Wolkenkunde. Mit 2 Textfiguren und einer Lichtdrucktafel 433

Kleinere Mitteilungen:

Seite
Regenversuche zu Oamaru (Neuseeland) 454
R. Barkow: Zur Entstehung der Graupeln. Mit einer Textfigur . 456
C. Kassner: Zusätze zu vorstehenden Erörterungen 458
J. Hann: Keeling über das Klima von Abbassia bei Kairo . . 458
H. Henriet und W. Bonyssy: Über die Bildung des atmosphärischen Ozons und die Ursachen der Variation des Kohlensäuregehaltes der Luft 460
T. Okada: K. Abe, Über die Dichte der Schneedecke 461
Monatsmittel der Intensität der Sonnenstrahlung zu Montpellier, 1883 bis 1900 461
Die isotherme Schichte unserer Atmosphäre 462
Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Dawson (Jukon Territory) im Jahre 1905 463
Beziehungen zwischen Regenfall und Meerestemperatur an der Togoküste 468
Meteorologische Beobachtungen in China 465
Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen am Observatorio del Ebro Tortosa 466

Seite
E. Lottermoser: Meteorologische Beobachtungen in Honduras 466
M. Sorre: Über die Verteilung der Gewitter im Département l'Hérault 467
Kugelblitz 468
H. Mann: Über das Hochwasser vom August/September 1813, seine Ursache und sein Verlauf 468
E. Lottermoser: Meteorologische Beobachtungen, angestellt in der Republik Guatemala 469
J. H.: Winde zu Catania 470
J. H.: Meteorologische Beobachtungen zu Rikitea, Insel Mangarewa, Gruppe der niedrigen Inseln im Großen Ozean 471
Täglicher Gang der Stärke und Frequens der Winde in Southport 472
J. Hann: Einige Ergebnisse der Meteorologischen Station erster Ordnung in Bangalore in Südindien 472
D. Smirnow: Über den täglichen Gang des Potentialgefälles . . 474
Eckhart Lottermoser: Regenmessungen in der Fiura Moka, Depto. de Quezaltenango, Repb. Guatemala 477
Vieljährige Mittel für Adelaide 478

Vereinsnachrichten 479
Bibliographie 479

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis ℳ 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1908

Digitized by Google

Wilh. Lambrecht

Inhaber des Ordens für Kunst und Wissenschaft, der großen goldenen und verschiedener anderer Staatsmedaillen. Ehrendiplom, Goldene Fortschritts-Medaille Wien 1906. Prämiert 1907: Berlin, Dresden, Zürich.

• Gegründet 1859. • **Göttingen** *(Georgia Augusta).*

Fabrik für meteorologische Instrumente und solcher für Hygiene und Industrie.

Meteorologie:

Instrumente zur Wettervorausbestimmung auf streng wissenschaftlicher Basis, dem Laien verständlich.

Hygiene:

Instrumente zur Messung des Feuchtigkeitsgehaltes der Luft in Wohn- und Schlafräumen, Krankenhäusern, Schulzimmern usw.

Industrie:

Instrumente zur Messung des Feuchtigkeitsgehaltes der Luft in allen technischen Betrieben, wie Spinnereien, Webereien, Mälzereien, Tabak- u. Zigarrenfabriken usw.

Man verlange Gratis-Drucksache Nr. 120.

Generalvertrieb für die Schweiz, Italien und die österreichischen Alpenländer durch: **C. A. Ulbrich & Co., Zürich.**

Digitized by Google

Digitized by Google

Meteorol. Zeitschrift 1908, 10. Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

1. MAMMATO-ÄHNLICHE UNTERSEITE VON CUMULO-STRATUS LEY

2. CIRRO-STRATUS DENSUS (CI-STR. CU-NI-GENITUS G.)

3. ALTO-CUMULUS CASTELLATUS (GEWITTER-A-CU)

4. ÜBERGANG VON A-CU CASTELLATUS ZU DYNAMISCHEM CUMULUS

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 25 * 1908 * Heft 10.

Beiträge zur Wolkenkunde.

Von A. DE QUERVAIN (Zürich).

Mit zwei Textfiguren und einer Lichtdrucktafel.

Dieser Aufsatz enthält einige Resultate von Wolkenbeobachtungen, die ich hauptsächlich in den letzten zwei Jahren angestellt habe. Meine erste intensive Beschäftigung mit der Materie geht allerdings auf das Jahr 1898 zurück, wo ich am Observatorium von Trappes bei Paris tätig war. Weitere Anregung fand ich später namentlich, als ich 1902 bis 1905 mich mit der Kontrolle und Drucklegung der Wolkenbeobachtungen der internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt zu befassen und auch den Wolkenbeobachtungsdienst am meteorologischen Landesdienst in Straßburg einzurichten hatte. Im wesentlichen sind aber die Ergebnisse der Beobachtungen verwertet, die ich persönlich seit zwei Jahren regelmäßig an der schweizerischen meteorologischen Zentralanstalt in Zürich namentlich im Interesse des Prognosendienstes ausführe. Beiläufig bemerkt, nimmt sicher Herr Prof. Klein in Köln, der den offiziellen Prognosenstellern das Leben so schwer macht, gern davon Notiz, daß es Prognosenstellen gibt, wo man sich redlich und vielleicht auch nicht ganz erfolglos bemüht, den Vorwurf zu vermeiden, der in seiner gelegentlichen Darstellung von den „Meteorologen einerseits, den Wetterkundigen andererseits“ liegt, ohne daß man sich deshalb Illusionen über die Bedeutung dieser segensreichen Einrichtung für die Landwirtschaft hingibt.

Bei den Beobachtungen der letzten Jahre habe ich gefunden, daß man viel mehr lernt, wenn man etwa eine oder mehrere Stunden lang ununterbrochen die Veränderungen des Wolkenhimmels verfolgt, als wenn man ziemlich oft am Tage, aber jeweilen nur einen kurzen Moment beobachtet. Letzteres ist ja ganz gut für die Wolkenstatistik, zur Feststellung von schon Bekanntem; aber auf neue Ideen, auf die Ahnung der Zusammenhänge kommt man dabei nicht. Leider wird das erste, so lange es halb und halb als Allotria betrachtet wird, allzuoft hinter den übrigen Dienstgeschäften zurücktreten müssen.

Eine zweite methodologische Wahrheit hat sich mir aufgedrängt, nämlich die, daß es mit der Feststellung der Häufigkeit gewisser Erscheinungen eine schwierige Sache ist, weil die Erscheinungen von unbegrenzter Mannigfaltigkeit sind, die Aufnahme- und Konstatierungsfähigkeit aber beschränkt ist. So beachten wir, auch bei der vorliegenden Materie, vor allem das, worauf unsere Aufmerksamkeit einmal gelenkt ist, und wundern uns, wie wir nur gewisse Dinge vorher so lange haben übersehen können. Sobald aber die Beobachtungen irgend ein Problem vorläufig gelöst haben und neue Fragen in den Vordergrund treten, nimmt die Aufmerksamkeit für das Frühere ab, oder es wird als selbstverständlich nicht mehr so lebhaft empfunden und regelmäßig notiert. Mit Rücksicht darauf scheint es mir besser, solche Beobachtungen trotz aller Unvollständigkeiten und offenen Fragen zu veröffentlichen, solange sie für den Beobachter selbst noch aktuell sind. So möchte ich auch die

Digitized by Google

folgenden Ausführungen aufgefaßt wissen. Zugleich möge man entschuldigen, wenn ich, um mich nicht zu weit zu verlieren, auf die bezügliche Literatur nicht erschöpfend eingegangen bin.

Man wird bemerken, daß ich an einigen leider noch zu spärlichen Punkten die Angaben unserer Registrierballons zur Erklärung beiziehen konnte. Die Synthese zwischen dem Wolkenstudium und der Aerologie sollte allgemein mehr als bisher gemacht werden. Der Schauplatz und das Ziel der Untersuchungen sind ja schließlich genau übereinstimmend. Nach dem schon oben angeführten Gesetz von der beschränkten Aufnahmefähigkeit hat aber die Erforschung der freien Atmosphäre das spezifische Wolkenstudium zum Teil verhältnismäßig weniger gefördert, als man hätte erwarten können, zum Teil sogar indirekt gehindert. Es bleibt da noch manches zu tun für die, welche das nötige Interesse und zugleich die nötigen aerologischen Hilfsmittel besitzen. In letzterer Hinsicht habe ich bei meinen Beobachtungen besonders bedauert, keine Wolkenhöhemessungen vornehmen zu können; dieser Mangel macht sich bei der Erörterung mancher Fragen sehr bemerklich; immerhin kann auch die bloße Augenbeobachtung durch große Sorgfalt und Übung manches leisten, was sonst nicht erreicht werden könnte. Bleibt in den folgenden Ausführungen auch einiges unentschieden oder revisionsbedürftig, so wird doch vielleicht der Zweck erreicht, daß Andere zu solchen Untersuchungen besser ausgerüstete eine gewisse Anregung finden.

1. Die Cumulostratusbildung.

Wie die meisten der hier zu beschreibenden Wolkenformen und Wolkenbildungen steht auch diese erste in naher Beziehung zu den Wolken der aufsteigenden Luftströme, den Cumuli. Wir gehen aus von dem bekannten Bildungsprozeß dieser Formen, und erinnern daran, wie sich über der flachen Wolkenbasis, dem in seiner Höhe wesentlich von der relativen Feuchtigkeit über dem Erdboden abhängigen Kondensationsniveau, mehr oder weniger halbkugelig und mit scharfen Konturen der Wolkengipfel erhebt, wie sich im Laufe des Tages normalerweise die Basis in höhere Schichten verlegt, der Gipfel des Cumulus aber meist noch viel höher hinaufwächst, so daß die Mächtigkeit der Wolke mehrere tausend Meter erreichen kann. Die Veränderungen, die mit dem Cumulusgipfel vor sich gehen, wenn er jene sehr großen Höhen von 6000 bis 7000 m erreicht, und die aus dem Cumulus einen Cumulonimbus[1]), eine Gewitterwolke entstehen lassen, sind oft beschrieben worden und sollen uns zunächst noch nicht beschäftigen; die Veränderung des Cumulus, die ich hier beschreiben will, sei vielmehr zur Vermeidung von Mißverständnissen von vornherein von jenem letztgenannten Vorgang ausdrücklich scharf unterschieden; sie gehört einem wesentlich tieferen Niveau an, etwa dem der Altocumulus, und besteht in Folgendem:

Wenn man einen Cumulus im Laufe seines Wachstums verfolgt und ihm vielleicht anfänglich nach seinen aufstrebenden und massiven Formen die Entwickelung bis zum richtigen Cumulonimbus zutrauen möchte, kann man beobachten, wie in einem Niveau, das demjenigen der oft gleichzeitig vorhandenen Altocumulus entspricht oder auch etwas tiefer liegt, die aufsteigende Bewegung der Cumulusmassen aufhört. Der Gipfel der Wolke läuft in jener Höhe in einem großen flachen Kuchen

[1]) Die Bezeichnung Cumulonimbus ist hier und überall im Folgenden mit Cl. Ley und manchen anderen Wolkenkennern in etwas strengerem Sinne gefaßt, als es leider der internationale Atlas tut. Siehe die Bemerkung S. 445 dieses Aufsatzes.

Digitized by Google

auseinander, manchmal ziemlich nach allen Seiten, öfters mehr nach einer Seite. Die dem Beobachter sichtbare Unterseite des Wolkenkuchens weist meistens charakteristische Wülste, Kerben und Rippen auf, welche stark an die Mammatobildungen beim Cumulonimbus erinnern, ohne daß aber die schönen, abgerundeten Formen der eigentlichen Mammatocumulus ganz erreicht werden [1]). Der vertikale Teil des Cumulus, gewissermaßen der Stumpf, verschwindet langsam und macht sich zuerst noch als Verdickung des oberen, ausgebreiteten Teiles, und schließlich gar nicht mehr bemerklich. Nicht immer wird die Höhe, in welcher der Cumuluskopf sich oben ausbreiten wird, durch eine schon vorhandene Altocumulusschicht vorgezeichnet, sondern man kann diese Erscheinung auch beobachten, und zwar dann gerade am deutlichsten, wenn eine höhere Schichtwolke fehlt. Sind dann zahlreiche Cumuli vorhanden, bei welchen jene Umwandlung vor sich geht, so wird im Verlaufe des Vorganges das Wolkenbild doch befremdend, wenn man wenigstens den Mechanismus des Herganges nicht schon kennt. Wenn die oberen, flachen Partien schon zusammenlaufen, während die nach unten gehenden Strünke noch mehr oder weniger deutlich die ursprünglichen einzelnen Cumulusindividuen kennzeichnen, dann wird ein Beobachter, der nach dem internationalen Atlas klassifizieren will, ziemlich ratlos dastehen. Noch mehr kompliziert sich die Deutung des Himmelsanblicks, wenn vor der Cumulusbildung schon eine Altocumulusschicht vorhanden war. Die flache Partie der Cumuli vermischt sich dann mit den Altocumuli, oder legt sich unmittelbar unter dieselben und verschmilzt nach und nach ganz mit ihnen. Wer am Morgen die leichte Altocumulusschicht bemerkt, dagegen die Cumulusbildung des Vormittags und den Vorgang der Umbildung übersehen hat, in irgend ein aussichtsloses Amtszimmer gebannt, der wird mittags oder nachmittags beim Nachhausegehen staunen, an Stelle der leichten Altocumuli nun in ihrer Höhe eine schwere, dunkle, massige Wolkenplatte zu finden, bei der schon nichts mehr auf ihre Entstehungsweise hindeutet. Man sieht bloß das Endprodukt, diese fetten Altocumuli; der Prozeß der Ernährung, die restlose Assimilation der Cumuli bleibt ohne genaues Aufpassen leicht unbeachtet.

Der eben skizzierte Vorgang ist wichtig nicht nur deshalb, weil er zeigt, wie es geschehen kann, daß die Feuchtigkeit der bodennahen Schichten den schon vorhandenen Altocumuluswolken zugeführt wird und denselben die oft mehrere Tage lang fortdauernde Existenz ermöglicht, sondern wir haben hier überhaupt eine direkte Bildungsweise der Altocumuluswolken klar vor Augen. In der Tat habe ich diese Bildungsweise schon durchverfolgen können (so am 30. August 1907), angefangen vom kleinen, normalen Cumulus in statu nascendi bis zum typischen, in Flocken zerteilten Altocumulus, wie er im Wolkenatlas steht. Naturgemäß ist es selten möglich, die ganze Entwickelung an ein- und demselben Wolkenindividuum zu beobachten; das kann nur dann geschehen, wenn der Wind die Wolken nicht fortführt. Aber die verschiedenen Phasen lassen sich auch an verschiedenen Individuen studieren. Auf diesem Wege bin ich zu der Auffassung gekommen, daß recht oft die Altocumulus auf die geschilderte Weise entstehen. Aus meinen über die Jahre 1906 und 1907 sich erstreckenden eigenen Beobachtungen in Zürich ergibt sich die folgende Häufigkeit der Tage mit Cumulostratusbildung (2 Jahre):

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	2 Jahre
—	2	4	4	6	10	8	6	1	—	—	—	41

[1]) Siehe Fig. 1 der beigegebenen Wolkentafel. Aufnahme nahe dem Zenit 10. Aug. 1906 3.10P.

Digitized by Google

Da ich nicht immer, wenn den Umständen nach Cumulostratusbildung zu erwarten war, mich der Wolkenbeobachtung widmen konnte, sondern dies nur nebenbei besorgen mußte, ist anzunehmen, daß ein ständiger Beobachter noch zahlreichere Fälle hätte notieren können. Aber schon so zeigt es sich, daß es sich bei der Cumulostratusbildung keineswegs um eine Seltenheit handelt, sondern um eine Form, die ziemlich häufig auftritt und darum allgemeinere Beachtung verdient. Die deutlich ausgesprochene jährliche Periode ist durch die notwendige Abhängigkeit von stärkerer Cumulusbildung leicht verständlich.

Daß es sich beim Cumulostratus nicht um eine lokale Spezialität handelt, beweist schon die Übereinstimmung meiner in der Schweiz gemachten Beobachtungen mit den englischen von Clement Ley. Überdies habe ich diese Wolkenbildung auch schon am 4. September 1904 in St. Petersburg beobachtet, bei Gelegenheit eines Ballonaufstieges an der Konferenz der internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt.

Die Wahl der Bezeichnung Cumulostratus erfordert eine besondere Rechtfertigung insofern, als ja dieser Wolkenname seit der internationalen Klassifikation getilgt ist. In der einen der früheren Bedeutungen, = Gewitterwolke, ist er durch den neuen Cumulonimbus ersetzt, in der anderen, welche die äußere Ähnlichkeit der Form gewisser niedriger Schichtwolken mit gewissen Cumulusformen andeuten sollte, durch den ebenfalls neueren Stratocumulus. Es erscheint zunächst gewagt, eine Bezeichnung, die noch kaum aufgehört hat, wegen ihres Doppelsinnes Unheil anzurichten, nun in einer dritten Bedeutung neu zu präsentieren. Die Bezeichnung Cumulostratus hat aber unbestreitbares historisches Recht, da Clement Ley, der in seinem Cloudland (London 1894, p. 78—85) diese Form sehr klar und ausführlich beschreibt und eine sehr gute Abbildung davon gibt, schon diesen Namen gewählt hat, mit scharfer Unterscheidung von Cumulonimbus, den er schon in dem jetzt gebräuchlichen Sinn anwendet. Die sehr wichtige und wertvolle Unterscheidung Leys scheint seither unbeachtet geblieben zu sein; das mag damit zusammenhängen, daß bald nach seinem Buch Cloudland der internationale Atlas erschien, auf welchen leider die Leysche Publikation keinen Einfluß mehr hatte, der aber die Leyschen Ansichten in den Hintergrund drängte. Als ich vor Jahren Cloudland zum ersten Male las, wußte ich mit jenem Abschnitt über den Cumulostratus selbst nicht viel anzufangen, trotzdem ich mir auf meine Wolkenkenntnis schon etwas einbildete. Seither bestätigten sich mir jene Angaben völlig durch die eigene Beobachtung. Wollte man dem Cumulostratus einen der internationalen Klassifikation und zugleich der Entstehungsart entsprechenden Namen geben, so müßte man ihn Altostratus cumulogenitus (A-str. Cu-gen.) nennen, entsprechend der weiter unten für eine andere Wolkenform vorgeschlagenen Bezeichnung Ci-str. Cu-Ni-genitus.

Prognostische Bedeutung des Cumulostratus. Ley macht auch aufmerksam auf die Bedeutung der Cumulostratusbildung für die lokale Prognose. Wenn man am Vormittag sehe, daß die Cumuluswolken, statt ein höheres Niveau zu erreichen und etwa zu Cumulonimbus zu werden, schon früher sich in der Cumulostratusbildung erschöpfen, dann könne man für diesen Tag den Regenschirm zu Hause lassen. Meine eigenen Beobachtungen zeigen mir, daß man bei der Betrachtung der prognostischen Bedeutung zu unterscheiden hat die Fälle, wo die Cumulostratusbildung gleichzeitig mit Cumulonimbusbildung eintritt, und jene, wo nur der Cumulostratus sich bildet. Das erstere ist weniger häufig; es findet sich bei etwa $^1/_4$ aller Fälle. Hierher gehört ein besonders lehrreiches Cumulusgebilde,

Digitized by Google

das ich am 10. Juni 1907 nachmittags beobachtete, wobei sich in mittlerer Höhe, und zwar nachweisbar genau im Niveau der gleichzeitig vorhandenen typischen Altocumulus, auf der einen Seite aus dem Cumulusgebirge eine regelrechte Cumulostratusbank horizontal heraus entwickelte. Diese Anzapfung konnte aber schließlich nicht hindern, daß andere Partien des Cumulus doch ihr Aufsteigen fortsetzten, bis eine Stunde später die obersten Partien es bis zur Bildung des für den Cumulonimbus charakteristischen Cirrostratusschirms gebracht hatten, mehrere tausend Meter hoch über dem Cumulostratusniveau. Ein und dasselbe Cumulusindividuum machte also zuerst teilweise den Cumulostratusvorgang und später den Cumulonimbusvorgang durch; ein richtiges Wolkenhybrid. Es zeigt eine kleine Zusammenstellung solcher Fälle, wo die Zustände der Atmosphäre am selben Tage das Nebeneinandervorkommen von Cumulostratus und Cumulonimbus, oder gar von Zwitterbildungen in der Art der eben beschriebenen erlauben, daß dann der Niederschlag, der am folgenden Morgen gemessen wurde, im Mittel ganz wesentlich größer ist, als der Niederschlag vom Morgen des Beobachtungstages selbst. Der Cumulostratus kann also schon am Anfang von sommerlichen, gewitterhaften Niederschlagstagen auftreten und hat dann prognostisch keine günstige Bedeutung. Umgekehrt bestätigt es sich, daß in jenen Fällen, wo der Cumulostratus allein auftritt, die Niederschläge bis zum folgenden Tage sehr ausgesprochen abnehmen, oft allerdings schon am Beobachtungstage nicht mehr vorhanden sind. Um einen ungefähren Anhaltspunkt zu geben, schreibe ich die betreffenden Zahlen für 1906 und 1907 her; die letzteren erlaubten eine schärfere, zuverlässigere Trennung der Fälle.

Mittlerer Niederschlag.

	Cu-Str und Cu-Ni am selben Tage			Cu-Str allein		
	Beobachtungstag	Nachtag	Fälle	Beobachtungstag	Nachtag	Fälle
1906 . .	4.0 mm	4.0 mm	5	2.2 mm	0.1 mm	9
1907 . .	3.0 mm	14.0 mm	5	7.2 mm	1.4 mm	18
Mittel .	3.5 mm	9.0 mm		5.6 mm	1.0 mm	

In dem ersten Falle bedeutet also das Auftreten von Cumulostratus, daß die Vorgänge der vertikalen Konvektion noch nicht ihre volle Stärke erreicht haben, im zweiten, daß Umstände eingetreten sind, welche das Fortdauern dieser Konvektionsvorgänge mit samt den begleitenden Niederschlägen nicht mehr begünstigen. Zieht man auch die allgemeine Luftdruckverteilung in Betracht, so ergibt sich, daß die Cumulostratusbildung weder in eigentlich zyklonalen noch in antizyklonalen Gebieten, sondern fast ausschließlich in Übergangsgebieten vorkommt. Die Lage zum Hochdruck und Tiefdruck kann dabei sehr verschieden sein.

Die Bildungsursache der Cumulostratus sieht Clement Ley in dem Vorhandensein des von ihm sogenannten „interfret“, d. h. zweier mit verschiedener Geschwindigkeit sich bewegender, gegeneinander gut abgegrenzter Luftschichten, also der gleichen Zustände, die bei der Bildung von Wogenwolken vorausgesetzt werden. Zu Leys Zeiten war noch nicht bekannt, daß mit solchen Sprungschichten der Bewegung und andererseits gerade auch mit den Altocumulusschichten sehr oft auch thermische Störungen, die sogenannten Inversionen und Isothermien, verbunden sind. Wenn ein Cumuluskopf mit einem gewissen Auftrieb aufsteigt und dabei in eine wärmere Schicht gelangt, wird dort sein Auftrieb notwendig abnehmen, oder sogar, wenn er klein war, verschwinden müssen, und die Wolke wird sich, wie es beobachtet wird, in jener Schicht seitlich ausbreiten. Zu dieser seitlichen Ausbreitung wird aber auch eine in der Höhe eintretende horizontale Bewegungsänderung der Luft

Digitized by Google

vieles beitragen. Manchmal sind seitlich geneigte, oben in Cumulostratus auslaufende Cumulustürme zu beachten, bei deren Umformung eine mehr graduelle Strömungsänderung mit der Höhe zugrunde zu liegen scheint.

Zurückgreifend auf die angenommene Beziehung zwischen Inversions- und Isothermieschichten und dem Cumulostratusniveau möchte ich noch die Vermutung äußern, daß auch eine absteigende Bewegungskomponente in der Schicht oberhalb des Cumulostratus bei dessen Bildung manchmal eine Rolle spielen und mehr noch als der rein statische Einfluß der Temperaturschichtung den Auftrieb vernichten und die seitliche Ausbreitung bedingen dürfte. Eine Bestätigung für diese Annahme finde ich in den Angaben des Registrierballons vom 7. Juni 1906 in Zürich. Es wurde damals, bei heiterem Wetter, von einem Soloballon bei 2120 m eine erhebliche Inversion erreicht, wobei von 2120 bis 2260 m eine Temperaturerhöhung von 0.0° auf + 1.8° registriert wurde. Genau gleichzeitig sank die Vertikalgeschwindigkeit von 3.6 auf 2.7 m, um dann später wieder nahezu den ersten Wert zu erreichen. Man wäre geneigt, diese Verlangsamung der Verminderung des Auftriebes durch das plötzliche Eintreten in die warme obere Schicht zuzuschreiben. Eine plötzliche Änderung entweder der Außen- oder der Innentemperatur eines schlaffen Ballons um t^0 hat aber eine Änderung des Gesamtauftriebes von nur $\frac{t^0}{273}$ zur Folge, und da die Vertikalgeschwindigkeit der Registrierballons nach meiner Zusammenstellung sich ändert wie die Quadratwurzel aus dem freien Auftriebe, so würde in unserem Falle selbst die Annahme eines auf den unveränderten Gradienten bezogenen Temperatursprunges von 4° kaum 0.05 m Vertikalgeschwindigkeitsänderung ausmachen. Eine ähnliche vorübergehende Abnahme der Vertikalgeschwindigkeit in Verbindung mit einer Störungsschicht zeigt auch unser Registrierballon vom 24. Juli 1907, oberhalb einer Altostratus- bzw. Altocumulusschicht. Man wird also dazu geführt, eine entsprechend große absteigende Bewegungskomponente der oberen Luftschicht, oder überhaupt eine entsprechende Differenz der vertikalen Komponenten an der betreffenden Grenzschicht anzunehmen; es ist allerdings möglich, zur Erklärung die Vertikalbewegung innerhalb von Luftwogen beizuziehen. Hoffentlich läßt sich später weiteres aerologisch-experimentelles Material zur Beurteilung dieser Frage beibringen.

2. Über die Struktur des Altostratus.

Es ist das Verdienst von J. Vincent, auf die enge Beziehung zwischen Altostratus- und Altocumulusformen und die allgemeine Identität dieses Wolkenniveaus hingewiesen, und andererseits die Trennung von Altostratus und Cirrostratus immer wieder betont zu haben. Zum Verständnis des folgenden ist es vielleicht nicht überflüssig, zu bemerken, daß ich, teils unabhängig, teils durch Vincent angeregt, zu den gleichen Anschauungen gekommen bin. Was insbesondere den Altostratus anbetrifft, wie er beim Nahen einer Depression unter dem vorangehenden Cirrostratus beobachtet wird, habe ich bisher in allen Fällen, wo die Umstände sorgfältig zu beobachten erlaubten, gefunden, daß der Altostratus wirklich eine Schicht für sich ist, die durchaus nicht mit dem Cirrostratus zusammenhängt oder aus ihm hervorgeht. Allerdings ist dieser Altostratus anfänglich manchmal so dünn, daß man ihn zunächst gar nicht von dem höheren Cirrostratus unterscheiden kann und beinahe an der Berechtigung einer unbedingten Trennung irre werden möchte. Dieser graue, immer dichter werdende Schleier, dem Nimbuswolken und Regen zu folgen pflegen, ist das, was der west- und mitteleuropäische Beobachter, dessen Ort

Digitized by Google

von nahe vorbeiziehenden Depressionen besucht wird, zunächst unter Altostratus verstehen wird. Hier soll nur von der Struktur die Rede sein, die bei der Auflösung einer solchen Altostratusschicht beobachtet werden kann. Diese Auflösung tritt, soviel ich weiß und beobachtet habe, im inneren Gebiete der Depression selten ein, wohl aber in den Randgebieten, namentlich dem südöstlichen, bei uns in der Schweiz auch durch Föhneinfluß begünstigt. Es verwandelt sich da oft eine Altostratusdecke von typisch einförmig grauer Unterfläche in einer Viertelstunde in charakteristische Altocumuluswolken, und umgekehrt. Man möchte nun annehmen, wie es auch Vincent[1]) zu tun scheint, daß die Auflösung von Altostratus in Altocumulus so vor sich geht, daß eben der Altostratus immer mehr in einzelne Stücke zerreißt, wie ein Eisfeld sich in Schollen auflöst. In Wirklichkeit geht es oft anders zu. Als ich eines Tages (1905) mit Rücksicht auf die merkwürdigen wechselnden Altostratus- und Altocumulusformen den Versuch machte, die Druckkorrekturen der internationalen Publikation im Garten des Straßburger Meteorologischen Instituts statt im Zimmer zu lesen — mehr zum Besten der Wolkenschau als der Korrekturen —, beobachtete ich zuerst, mit Verwunderung, daß aus dem Altocumulus nicht durch Zusammenfließen der einzelnen Schäfchen die altostratusartige, einförmige Schicht entstand, sondern dadurch, daß dicht unter dem sonst unveränderten Altocumuluskomplex sich ein zunächst ungemein feiner, aber dichter werdender Schleier bildete. Damals glaubte ich eine ganz ungewöhnliche Erscheinung beobachtet zu haben; seither habe ich aber in Zürich viele dutzendmal bestätigt gefunden, daß der Übergang von Altostratus zu Altocumulus so vor sich geht, daß ein unmittelbar unter dem fertigen Altocumulus schwebender feiner grauer Schleier zerreißt und verschwindet[2]). Dieser feine Schleier, wiewohl offenbar ziemlich dicht unter den Altocumulusballen schwebend, charakterisiert sich als selbständige Schicht dadurch, daß er manchmal eine von den eigentlichen Altocumulus deutlich verschiedene Zugrichtung und Winkelgeschwindigkeit hat. Eine Bestätigung für die Differenzierung der beiden Schichten dieser Altostratusform, die ich Altostratus duplicatus zu nennen pflege, liegt vor in den Angaben des Züricher Registrierballons vom 24. Juli 1907. Der Ballon verschwand zu genau beobachteter Zeit in einer Wolkenschicht von typischem Altostratus duplicatus-Charakter. Die Registrierung ergab, daß von 930 m an bis zum Augenblick des Verschwindens in dem grauen Schleier (in 2900 m Höhe) die relative Feuchtigkeit stetig zugenommen hat, von 68 auf 96 Proz. (die Zahlenwerte für die relativen Feuchtigkeiten müssen bekanntlich bei diesen Aufstiegen cum grano salis genommen werden). Von 2900 bis 3080 m sinkt dann die Feuchtigkeit vorübergehend ein wenig und erreicht bei 3670 m das zweite Maximum von 100 Proz.; die hier vorhandene kleine Isothermie, zugleich mit ausgesprochener Abnahme der Feuchtigkeit, zeigt an, daß die obere Wolkengrenze erreicht ist. In diesem Falle hätte also der Schleier in etwa 3000 m, die obere Schicht in etwa 3700 m Höhe geschwebt; im allgemeinen hätte ich den Höhenunterschied eher für noch kleiner gehalten. Beobachtungen vom Ballon aus waren mir bisher nicht möglich.

Über die Häufigkeit des Altostratus duplicatus kann ich nichts zahlenmäßiges angeben, aus dem Grunde, weil ich diese Form so regelmäßig wahrnahm, wenn Alto-

[1]) Sur les Variétés de l'altocumulus, p. 17—18. Bruxelles 1903. Siehe auch A. W. Clayden, Cloud Studies, p. 69—70. London 1905.

[2]) Entsprechend wird ebenso häufig auch der umgekehrte Vorgang gefunden, der im ersten Beispiel geschildert ist.

Digitized by Google

cumulus und Altostratus wechselten, und überhaupt, wenn sich eine Altostratusschicht auflöste, daß es mir bald etwas selbstverständliches wurde und ich oft nichts ausdrückliches mehr notierte. Jedenfalls handelt es sich nicht um eine seltene Form. Welches die Umstände sind, welche die Bildung des Altostratus duplicatus bedingen, ist mir noch nicht klar.

3. Die Bildung der Altocumuluskappe großer Cumulus und die falschen Cirren.

Zum Verständnis des folgenden können wir ohne weiteres an die Voraussetzungen anknüpfen, die wir oben S. 434 bei der Beschreibung des Cumulostratusvorganges gemacht haben. Wir hatten dort aufstrebende Cumuluswolken angenommen und darüber schwebend eine Altocumulusschicht, entweder sichtbar vorhanden oder durch eine Störungsschicht in der betreffenden Höhe vertreten. Dort war der Auftrieb des Cumulusgipfels ein mäßiger und seine aufsteigende Bewegung nahm im Altocumulusniveau oder dicht unterhalb desselben ihr Ende. Hier hingegen betrachten wir, was geschieht, wenn der Cumulus mit größerer Kraft aufsteigt, oder die verzögernden Einflüsse, die bei der Cumulostratusbildung angenommen wurden, weniger stark sind, so daß die aufstrebende Wolke das Altocumulusniveau durchbrechen und sich darüber erheben kann. Zunächst wäre der Fall zu betrachten, wo gleichzeitig die Altocumulusschicht in größerer Ausdehnung fortbesteht. Es wachsen dann die Cumuluswolken von unten in diese Schicht hinein und oben heraus, ohne daß etwas Besonderes mit diesem Vorgange verbunden zu sein scheint. Das Durchdringen der Cumulusköpfe durch den Altocumulus ändert nichts an ihrer Beschaffenheit. Nun ist es aber gar nicht häufig, die Cumulus eine fortbestehende Altocumulusschicht durchsetzen zu sehen; es ist vielmehr die Regel, daß eine etwa am Morgen vorhandene Altocumulusschicht mehr und mehr verschwindet, sobald eine starke Bildung hochstrebender Cumuli einsetzt; es bleiben meist nur wenige Fetzen und Streifen übrig, die an einigen Stellen des Himmels noch das Altocumulusniveau andeuten. Ich glaube, der Grund dieses Verschwindens der Altocumuli liegt darin, daß die Emporhebung großer Luftmengen in höhere Regionen in Gestalt der vielen großen Cumuli zur Kompensation notwendig einem Sinken der oberen Luftschichten ruft, welches ein Äquivalent der von unten hinaufgedrungenen Luftmengen bildet. Dieses Sinken, wenn es auch schwach ist, mag genügen, eine Altocumulusdecke aufzulösen. In ähnlicher Weise verschwinden auch die niedrigeren Wolken in der weiteren Umgebung eines Cumulonimbus, weil das im Cumulonimbus konzentrierte starke Aufsteigen der Luft irgendwie eine Kompensation in der Umgebung finden muß.

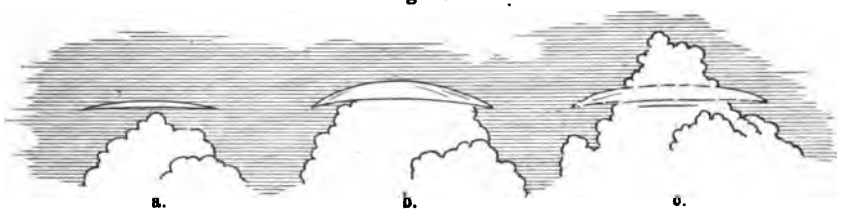
Wenn also ein Cumuluskopf sich dem Altocumulusniveau nähert, ist dieses an der betreffenden Stelle meist nicht durch wirkliche Altocumuluswolken markiert, sondern es besteht dort nur eine Schicht mit ziemlich hoher relativer Feuchtigkeit. Diese feuchte Schicht bedarf oft nur der Abkühlung um einen oder zwei Grad, um ihre Feuchtigkeit wieder zu kondensieren. Eine solche Abkühlung thermodynamischer Art pflegt nun wirklich einzutreten dadurch, daß der oft mit ziemlich großer Vertikalgeschwindigkeit [1]) von unten aufsteigende Cumuluskopf die über ihm liegenden Luftschichten ebenfalls emporhebt, und zwar nachweisbarerweise auch schon solche Luftschichten, die noch 200 bis 300 m vom Cumulusgipfel entfernt sind. Es läßt

[1]) Ich habe bei verschiedenen Gelegenheiten Vertikalgeschwindigkeiten von 3 bis 4 m gemessen; es kommen wohl nicht selten noch größere Beträge vor, ganz abgesehen von noch heftigeren Bewegungen im Innern von Gewitterwolken.

Digitized by Google

sich nun folgendes beobachten (siehe die schematische Figur 1): Über dem Cumulusgipfel erscheint, oft noch völlig von ihm getrennt und ein gutes Stück vertikal abstehend, ein feines weißes Wölkchen mit haarfeinen Konturen, wie ein Heiligenschein über dem Cumulus schwebend. Zunächst noch ganz klein und horizontal, von der Seite wie ein feiner Strich anzusehen, wächst es nun schnell mehr in die Breite, scheint auch etwas an Dicke zuzunehmen, und die Ränder sind leicht abwärts gebogen. Gleichzeitig wächst der Cumuluskopf sehr schnell empor, dringt in den feinen Schleierhut ein, von dessen seidenglänzender, glatter Kontur seine massigen, groben Formen für wenige Augenblicke verhüllt werden. Dann bricht der Cumuluskopf mit seiner alten, unveränderten Form oben durch den Schleier und wächst noch weit empor, ohne seine Natur zu ändern; der Schleier aber scheint an den Flanken des Cumulus hinabzusinken und erhält sich noch längere Zeit in einzelnen, weiß glänzenden Fetzen. Ein Teil dieses Sinkens ist sicher Täuschung, hervorgerufen dadurch, daß man zunächst geneigt ist, den massigeren Cumuluskopf als unbeweglich anzunehmen und die zunehmende Distanz zwischen beiden nur der Bewegung des Schleiers zuzuschreiben. Der ganze Vorgang vom Anfang der Hütchen- oder Kappenbildung an bis zum Durchstoßen der Kappe durch den Cumulus mag nicht länger als 1 bis 2 Minuten dauern. Es ist mir darum bisher auch noch nicht gelungen, zu einer ordentlichen Photographie des Vorganges zurechtzukommen.

Fig. 1.



Wenn ein ausgedehntes Cumulusgebirge vorhanden ist, kann man etwa beobachten, wie an einer bestimmten Stelle des Wolkenmassivs ein Hütchen sich bildet, ohne daß man schon einen bestimmten Cumuluskopf sieht, der ihm entspräche. Man braucht dann nur wenige Augenblicke zu warten, und ein starkes Emporquellen wird an der Stelle, welche durch das Hütchen angezeigt und vorhergesagt wurde, auch ganz gewiß eintreten.

Fast ausnahmslos sind zu der Zeit, wo das Auftreten dieser Kappen über den Cumulusgipfeln beobachtet wird, Altocumuluswolken wenigstens in einzelnen Streifen vorhanden. Und eine peinlich sorgfältige Beobachtung ergab in manchen Fällen mit Sicherheit, in den anderen mit großer Wahrscheinlichkeit, daß das Niveau der Kappen oder Schleierhütchen identisch ist mit dem Altocumulusniveau; die anfangs gegebene Erklärung mit der Beziehung auf eine „unsichtbare" Altocumulusschicht findet dadurch ihre volle Bestätigung. Ganz besonders drastisch ist ein am 16. März 1907 beobachteter Fall. Ich mußte damals konstatieren, daß an ein und demselben großen Cumulus unzweifelhaft in zwei verschiedenen Niveaus übereinander solche Hütchen auftraten. Wenn es nun ja auch nirgends in für die Atmosphäre verbindlicher Form geschrieben steht, daß dort nur solche feuchte Schichten vorkommen dürfen, die einer prä- oder coexistierenden Altocumulusschicht genau entsprechen, so war dies doch die erste Ausnahme von einer sonst immer bestätigten Regel. Aber auch diese Ausnahme war nur scheinbar; denn im weiteren Verlaufe der Wolkenbeobachtungen jenes Tages wurden wir, völlig unabhängig von der Hütchen-

Digitized by Google

frage, genötigt, auch zwei Altocumulusschichten anzunehmen, was bei uns recht selten vorkommt. So ist denn an der These festzuhalten, daß die Hütchenbildung am Cumulus so gut wie immer bedeutet, daß der Wolkenscheitel eine den Altocumulus entsprechende Störungsschicht erreicht. Allerdings habe ich doch seltene Fälle gesehen, wo Kappenbildung in einem wesentlich höheren Niveau eintrat, etwa in jenem der in meiner Klassifikation sehr seltenen „wirklichen" Cirrocumulus. Denn die meisten angeblichen Cirrocumulusformen verweise ich in Übereinstimmung mit J. Vincent und, wie ich glaube, auch mit der Wirklichkeit zu den Altocumulus. Das ist bei meinem Gebrauch letzterer Bezeichnung zu berücksichtigen.

Meine Beschreibung der Kappenbildung ist nicht die erste, die für diese Erscheinung gegeben wird. Wohl aber ist sie, wie ich glaube, hier zum ersten Male im richtigen genetischen Zusammenhang, mit der richtigen Deutung gegeben. Und weil ich mit meiner Darlegung in einen gewissen Widerspruch trete zu Auffassungen und Erklärungen, die zum Teil gegenwärtig noch Kurs haben, muß ich auf dieselben hier noch eingehen.

Vorerst muß von jetzt an zwischen zwei Wolkenformen ganz klar und deutlich unterschieden werden, welche man bisher in Verbindung mit den Gewitterwolken anzuführen und beide als „falsche Cirren" zu bezeichnen pflegte. Man warf dabei zwei Formen zusammen, die sich nichts angehen, nämlich unsere Altocumuluskappen der großen Cumulus (nebst einer analogen selbständigen Altocumulusform, den Altocumulus margarodes von Vincent), und andererseits den meist viel höheren, dem Gipfel der Wolke selbst entquellenden Cirrostratusschirm. Die Bezeichnung „falsche Cirren" scheint weit zurückzugehen. Jedenfalls wurde sie zu Beginn der neueren Wolkenstudien schon angewendet, und zwar führte die unerkannte Doppelbedeutung schon anfangs zu Schwierigkeiten. So führt Köppen im Jahre 1887 als eines der wichtigsten Resultate der ersten Wolkenhöhemessungen von Ekholm und Hagström an, daß sich die Höhe der falschen Cirren als viel geringer (3900 m) ergeben habe, wie jene der richtigen Cirren. Köppen selbst denkt dort bei den falschen Cirren an die wirkliche, cirröse Auskämmung der Gewitterwolke, und muß darum bezweifeln, ob sie bei einer so geringen Höhe wirklich aus Eisnadeln besteht. Aber das, was von Ekholm und Hagström gemessen worden war, war höchstwahrscheinlich nicht jener cirröse Ausfluß, sondern eher unsere Altocumuluskappen. Das wird bestätigt durch die damals von Hildebrandsson gegebene und sicher auch bei den angeführten Messungen zugrunde liegende Definition[1]): „Wenn diese Wolkenform gut entwickelt ist, hat sie anscheinend eine Schicht von Cirrus oder Cirrostratus[2]) über sich, die mächtigen Cumulusgipfel durchsetzen häufig diese Schicht oder die Gipfel selbst formen sich in einen cirrusförmigen Schleier um. Das sind die falschen Cirren." — Nachdem ich im Laufe von zehn Jahren Hunderte von Cumulonimbuswolken sorgfältig beobachtet habe, muß ich annehmen, daß es sich beim „Durchsetzen dieser Schicht" trotz der Bezeichnung Cirrostratus nur um die Kappenbildung im Altocumulusniveau handeln kann, und da wird die Höhe von 3900 m ohne weiteres verständlich. Unsere Auffassung wird auch durch die Tatsache bestätigt, daß bei den späteren schwedischen Messungen, wo mit zwei Ausnahmen sicher nicht mehr die Altocumuluskappen, sondern die wirklichen cirrösen

[1]) Diese Zeitschrift 1889, S. 443.
[2]) Es ist zur Auffassung dieser Bezeichnung daran zu erinnern, daß man damals den Cirrostratus noch nicht so scharf von gewissen Formen des Altocumulusniveaus unterschied, wie man es heute tut — oder doch tun sollte.

Digitized by Google

Umwandlungen der Cumulusköpfe gemessen wurden, diese „falschen Cirren" denn auch in einer mittleren Höhe von etwa 6600 m, im Maximum von 9000 m gefunden wurden; also ein ganz anderes Resultat als bei den früheren, allerdings nur fünf Fälle umfassenden Messungen! Da aber nachher niemals ausdrücklich auf den Unterschied der Resultate hingewiesen worden ist, blieben die falschen Cirren zunächst noch im Geruch einer sehr geringen Höhe.

Bei den Potsdamer Wolkenmessungen des internationalen Jahres wurde die Bezeichnung „falsche Cirren", wie eine sorgfältige Durchsicht aller bezüglichen Angaben zeigt, offenbar für die beiden von uns unterschiedenen Gebilde angewendet. Doch lassen die Bemerkungen bei den Einzelmessungen meistens erkennen, wann es sich um die eine und wann um die andere Form gehandelt hat. Die Messungen, die sich auf die Altocumuluskappe oder eine selbständige Altocumulus margarodes-Schicht beziehen, geben eine mittlere Höhe von 4140 m (Maximum 6470 m; die zugehörige Aufnahme ist abgebildet; Minimum 2890 m). Diejenigen Messungen, die sicher den eigentlichen Cirrostratusschirm des Cumulonimbus angehen, ergeben eine mittlere Höhe von 7120 m (Maximum 9400 m; Minimum 2900 m, von einer tiefen Böenwolke im Frühjahr; mit Ausschluß dieser Messung wäre das Minimum 6290 m). Die vorstehenden Zahlen sprechen deutlich zugunsten unserer sich auf Grund direkter Beobachtung aufdrängenden Unterscheidung der beiden Formen.

Wenn bei den erwähnten Messungen diese Formen nicht prinzipiell unterschieden wurden, geschah dies übrigens in korrekter Anwendung des internationalen Wolkenatlas, welcher ebenfalls die zu trennenden Formen beide als falsche Cirren in der Definition des Cumulonimbus zusammenstellt: „Gewaltige Wolkenmassen ... im allgemeinen oben begleitet von einem Schleier oder Schein aus faserigem Gewebe (falscher Cirrus) ... die oberen Ränder haben bald kompakte Cumulusform und bilden mächtige Köpfe, um welche zarte „falsche Cirren" ziehen; bald fasern die Ränder selbst in cirrusartigen Fäden aus." — Jene „zarten, falschen Cirren", die um die Cumulusköpfe ziehen, sind nichts anderes als unsere Altocumuskappen oder deren Überreste; sie sind wesentlich niedriger als die „cirrusartigen Fäden" des Cumulonimbus und haben weder mit falschen noch mit echten Cirren etwas zu tun. In diesem Zusammenhange muß ich auch einen vor nicht langem erschienenen Aufsatz von M. Möller erwähnen[1]), worin der Vorgang der Kappenbildung (die ich von ihm schon 1890 in dieser Zeitschrift erwähnt finde), sehr zutreffend beschrieben, dann aber auch der Erklärung des eigentlichen „Cirrusschopfes" der Gewitterwolken zugrunde gelegt wird. Diese Behauptung, daß der Bildungsvorgang der Altocumuluskappen und der eigentlichen Gewittercirren derselbe sei, widerspricht allem, was ich bisher beobachtet, und damit natürlich auch allen meinen vorhergehenden Ausführungen, so daß ich nicht umhin kann, dieselbe ausdrücklich als unzutreffend zu bezeichnen; es handelt sich wirklich um (auch qualitativ) ganz verschiedene Vorgänge. Herr Möller scheint wohl jene Annahme mehr im Bestreben gemacht zu haben, irgend einen wenigstens denkbaren hypothetischen Gesichtspunkt für die allerdings noch ungenügend erklärten Vorgänge bei der Cumulonimbusbildung zu gewinnen, als mit dem Anspruch, eine Summe von Beobachtungstatsachen[2]) zu formulieren?

---

[1]) Diese Zeitschrift 1906, S. 125.

[2]) Diese müßten, wenn seine Annahme zutrifft, ergeben, daß zwischen den Kappen- und den Gewittercirren alle Übergänge sich finden, daß die Vertikalbewegung in dem Wolkenmassiv im Zeitpunkte der Cirrenbildung am stärksten sei und daß die Gewittercirren nicht aus dem eigentlichen Körper der aufsteigenden Wolkenmassen hervorgehen. Alles dies trifft aber nicht zu. Niemals tritt die Gewittercirrenbildung als eine Riesenkappenbildung auf; darüber besteht bei mir kein Zweifel.

Digitized by Google

Wie ich sehe, ist die Frage der Beziehung eines Teiles jener „falschen Cirren", welche die großen Cumulus umschweben, zum Altocumulusniveau schon von Vincent[1]) aufgeworfen worden. Durch unsere Beobachtungen scheint sie nun sicher in bejahendem Sinne entschieden.

Wenn diese sichere Abtrennung von den Cirrusformen und Zuweisung ins Altocumulusniveau die Frage der falschen Cirren zu klären geeignet ist, so ergibt sich auch gleichzeitig die Unhaltbarkeit jener Auffassung, welche die Altocumuluskappengebilde in enge Beziehung zur Hagelbildung setzt, ja in ihnen geradezu fallenden Hagel sieht. Den Ausgangspunkt für diese Meinung bildete die berühmte Streitsche Hagelturmwolke, in drei großen Tafeln abgebildet im Jahre 1896 dieser Zeitschrift. Auf jeden Fall hatte die Streitsche Beobachtung das gute, daß sie einem näheren Studium der betreffenden Wolkenformen rief; besonders sind zu nennen die interessanten Untersuchungen und Beobachtungen von Mack über die Morphologie der Wolken des aufsteigenden Luftstromes[2]).

In der letzten dieser Abhandlungen, die auch auf die Kappenbildung näher eingeht, verläßt übrigens der Autor, auch mit Berücksichtigung einer Beobachtung von Kassner, seine ursprüngliche Auffassung, daß es sich bei dieser Kalottenbildung um horizontale Wirbelringe handle, die zum Körper der eigentlichen Wolke gehören. Damit hört aber auch jede Veranlassung auf, weiterhin eine Beziehung zur Hagelbildung anzunehmen. Durch unseren Nachweis, daß es sich um harmlose, passiv emporgehobene Gebilde des Altocumulusniveaus handelt, wird vollends jeder Gedanke an Hagel ausgeschlossen. Die Ansicht von C. Kassner, der in den sinkenden Teilen jener Kappen auch jetzt noch fallenden Hagel erblickt, scheint mir darum nicht mehr haltbar[3]). Der Cumulus hat überhaupt zu der Zeit, wo sein Scheitel erst das Altocumulusniveau durchbricht, noch nicht Gewitterwolkennatur; die kommt erst später, wenn in einem beträchtlich höheren Niveau die Verwandlung des Gipfels in Gewittercirren beginnt. Allerdings läßt die Tatsache, daß der Cumulus überhaupt die Altocumulushöhe erreicht und dort noch beträchtlichen Auftrieb zeigt, darauf schließen, daß es wohl noch zur Bildung eines eigentlichen Cumulonimbus kommen wird, und darum ist es ja ganz gut verständlich, wenn an Tagen mit solchen Kappenbildungen später auch Gewitter und sogar Hagel gemeldet werden.

Auf diese prognostische Bedeutung hin habe ich die 21 von mir beobachteten Fälle untersucht und folgendes gefunden:

Von 21 Fällen wurden 12 am Vormittag, 9 am Nachmittag beobachtet. Der Zeitpunkt, an welchem die Kappenbildung eintritt, hängt nur davon ab, wann die großen Cumulusköpfe das Altocumulusniveau erreichen; häufiger geschieht dies schon

---

[1]) Etudes sur les nuages III, p. 19.

[2]) Diese Zeitschrift 1898, 1901 und 1903.

[3]) Diese Zeitschrift 1905, S. 134 bis 136. — Ich halte es für wahrscheinlich, daß jene Kappen überhaupt nicht aus gefrorenen Teilchen gleich denen der Cirren bestehen. Kassner führt früher als Beweis der Eisnatur den Umstand an, daß er sehr schöne Irisation in diesen Gebilden beobachtet hat. Diese Beobachtung kann ich aus eigener Erfahrung nur bestätigen, aber nicht ihre Deutung. Ich habe noch nie einen wirklichen Cirrus irisieren sehen und mich deshalb der Meinung von Vincent angeschlossen, welcher in dem Irisieren geradezu einen Beweis dafür erblickt, daß eine Wolke nicht aus Eispartikeln besteht. Was die Temperaturen betrifft, die in der Höhe der Altocumulus herrschen, so ergibt sich aus den Beobachtungen des Aeronautischen Observatoriums (Tegel-Lindenberg 1903 bis 1906) in den Sommermonaten eine mittlere Temperatur von — 5.0° in 4000 m Höhe, und dementsprechend etwa — 11° in 5000 m. Bei diesen und noch tieferen Temperaturen sind in der freien Atmosphäre schon oft unterkühlte, flüssige Wassertröpfchen angetroffen worden. Allerdings habe ich auch schon (4. November 1907) bei einer Ballonfahrt in 4000 m Höhe und Temperatur von — 4° fallende, stark glitzernde Eiskristalle beobachtet, während sich seitlich vom Ballon und noch höher als dieser einige Altocumulusfetzen befanden. — Hinsichtlich des schnellen Fallens der betreffenden Wolkenteile, auf welches Kassner besonderen Wert legt, vergleiche man oben S. 441.

Digitized by Google

am Vormittag, manchmal auch erst am Nachmittag. Die Bildung so hoch aufstrebender Cumulus ist offenbar nicht an eine bestimmte Tageszeit gebunden. Hingegen läßt sich an einem gegebenen Tage aus dem Anblick des Wolkenhimmels ziemlich gut der Zeitpunkt beurteilen, wo nun die Kappenbildung bald eintreten wird; wenn man in dieser Zeit aufpaßt, kann man diese Bildung trotz ihrer Flüchtigkeit denn öfters beobachten, wo sie sonst sicher der Beobachtung entgangen wäre. Wohl bei der Hälfte aller von mir beobachteten Fälle habe ich auf die Kappenbildung direkt gewartet. In 15 von 21 Fällen wurde am gleichen oder am folgenden Tage auch Cumulonimbusbildung notiert; es ist ausdrücklich zu bemerken, daß ich, übereinstimmend mit Cl. Ley, nur dann die Bezeichnung Cumulonimbus brauche, wenn sich der Wolkenscheitel in wirkliche Gewittercirren verwandelt hat. Jede andere Praxis ist irreführend. Bei den wenigen Fällen, wo am gleichen Tage Cumulostratusbildung, aber keine Cumulonimbusbildung eintrat, wurde am Tage selbst und am Nachtage nur ganz unbedeutender oder gar kein Regen notiert. In den übrigen Fällen wurde meistens am Morgen des Beobachtungstages Regen gemessen, noch mehr am folgenden Morgen. Das Mittel aus allen Fällen ergibt: 1.6 mm mittlerer Niederschlag am Morgen des Beobachtungstages, 5.0 mm am Morgen des folgenden Tages: Im Gegensatz zu der Cumulostratusbildung charakterisiert die Kappenbildung also ganz deutlich eine Situation, bei der die regenbringenden Vorgänge noch in Verstärkung begriffen sind.

Die beobachteten 21 Fälle verteilen sich folgendermaßen über die verschiedenen Monate (Summe aus zwei Jahren):

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
—	—	3	3	3	7	2	1	2	—	—	—

Diese Bildung tritt also schon bald im Frühjahr auf, erreicht im Frühsommer ihr Maximum und wird gegen den Herbst zu selten. Auch bei den Potsdamer Wolkenmessungen fallen von denjenigen Messungen, wo es sich um Kappenbildung handelt, zwei in den Mai, zwei in den Juni und eine in den Juli.

4. Die prognostische Bedeutung und Entstehung des Altocumulus castellatus.

Unter dem Namen Stratus castellatus ist von Cl. Ley 1879 wohl zuerst eine dem Altocumulusniveau angehörige Wolkenform beschrieben und als Gewittervorbote charakterisiert worden. Später haben auch andere Autoren auf diese Form aufmerksam gemacht; nähere Angaben hierüber finden sich bei Vincent, der sie ausdrücklich den Altocumulusformen beigesellt und auch noch eine verwandte Form, den Altocumulus floccus, beschreibt, welche nach seinen Angaben ebenfalls bei gewitterhaftem Wetter auftritt[1]).

Ich selbst bin auf diese Altocumulusformen im Jahre 1901 in der Schweiz aufmerksam geworden, habe sie auch in Straßburg wiedergefunden und in dieser Zeitschrift beschrieben[2]). Zahlreichere Beobachtungen habe ich in den beiden letzten Jahren in Zürich gemacht, auf Grund derer die gewitterprognostische Bedeutung und auch die Entstehungsumstände hier etwas eingehender besprochen werden können. Zunächst sei noch eine kurze Beschreibung dieser Wolkenform gegeben: Beim Altocumulus castellatus sitzen auf einer horizontalen gemeinschaftlichen, einem Altocumulusstreifen entsprechenden Basis einzelne, miniaturcumulusähnliche

[1]) Etudes sur les nuages III.
[2]) Diese Zeitschrift 1904, S. 137.

Digitized by Google

Köpfchen. Sie sind am besten zu sehen, wenn sie nicht sehr hoch über dem Horizont stehen; aus dem gleichen Grunde ist es aber nicht leicht, eine gute Photographie von ihnen zu bekommen. Mit dieser Form innerlich und äußerlich nahe verwandt ist der Altocumulus floccus von Vincent. Hier fehlt die gemeinschaftliche Basis; es sind flockige, größere, ebenfalls cumulusähnliche, nebeneinander im Altocumulusniveau schwebende Ballen. Beide Formen treten öfters gleichzeitig auf und gehen ineinander über; ich habe sie bei meinen Beobachtungen und in der folgenden Zusammenstellung als gleichwertig betrachtet und verwendet und verstehe also unter Altocumulus castellatus im weiteren Sinne auch noch den Altocumulus floccus von Vincent. Eine Abbildung des Altocumulus castellatus siehe auf der beigegebenen Tafel, Fig. 3. Die typischen Stellen, wo sich kleine Köpfchen über die allgemeine Altocumulusschicht erheben, sind mit dem Buchstaben *c* gekennzeichnet. Die Aufnahme ist am 18. Juli 1906 4.30^{p} gemacht, gegen NE.

Häufigkeit. In den beiden Jahren 1906 und 1907 habe ich zusammen an 46 Tagen Altocumulus castellatus (bzw. floccus) notiert; und wenn ich im Falle gewesen wäre, während des Tages, namentlich aber morgens früh, noch mehr Wolkenumschau zu halten, wäre diese Zahl wohl noch größer. Diese Wolkenform ist also, wenigstens bei uns, gar nicht selten. Was die tägliche Periode des Auftretens betrifft, wurden $^{3}/_{5}$ der Fälle bis vormittags 11 Uhr, die übrigen $^{2}/_{5}$ nach 11 Uhr beobachtet, und zwar diese letzteren mehr gegen die späteren Nachmittagsstunden. Da überhaupt morgens zwischen 8 und 9 Uhr und wiederum gegen 11 Uhr, ebenso nachmittags gegen 4 Uhr häufiger nach den Wolken ausgesehen wurde als zu anderen Stunden, beweist die größere Häufigkeit zu diesen Stunden nichts weiteres. Ein häufigeres Auftreten besonders in den früheren Morgenstunden und wiederum in den späteren Nachmittagsstunden scheint mir immerhin festzustehen.

Die von mir während zwei Jahren beobachteten Fälle verteilen sich folgendermaßen über das Jahr (Summe beider Jahre):

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
—	1	1	1	4	8	8	15	4	1	2	1

Eine jährliche Periode ist also sehr ausgesprochen, derart, daß das Maximum auf den Spätsommer fällt, während die Wolkenform im Winter fast nie vorkommt; diese Periodizität entspricht ungefähr derjenigen der Gewitter.

Die Beziehung zu den Gewittern und damit die prognostische Bedeutung des Altocumulus castellatus wird nun sehr deutlich dargetan durch die Tatsache, daß von unseren 46 Fällen in 40 Fällen spätestens 36 Stunden, nachdem diese Wolkenform beobachtet wurde, Gewitter im Gebiete der Schweiz nördlich der Alpen auftraten. Von den sechs Ausnahmefällen, wo die Gewitter ausblieben, treffen zwei auf den Spätherbst und Winter (12. November und 24. Dezember 1906), wo Gewitter an sich zu den größten Seltenheiten gehören. Dafür trat in beiden Fällen ein Umschlag in der Witterung ein, Sturm und Regen, der sonst ziemlich unerwartet gekommen wäre und der damals als Äquivalent für das Gewitter empfunden wurde. Zwei andere Fälle fielen sehr früh im Jahre, auf den 14. Februar und 23. März. Bei letzterem wurde am folgenden Tage, wenn nicht Gewitter, so doch eine richtige Böenwolke beobachtet.

Was nun diejenigen Fälle betrifft, bei denen Gewitter nachfolgten, möchte ich zunächst zwei davon hervorheben, die ebenfalls nicht in die Gewitterzeit fielen (13. Oktober und 18. November 1906), bei denen sich aber durch das Eintreten von Gewittern die spezielle prognostische Bedeutung doch um so glänzender bestätigte.

Digitized by Google

Am 13. Oktober wagte man, nur auf den Altocumulus castellatus hin, in der Prognose die Gewitterneigung zu erwähnen, und es traten auch wirklich in der Nordschweiz am 14. Oktober abends südlich von Schaffhausen Gewitter ein. Am 18. November wurde, wiederum im Hinblick auf den beobachteten Altocumulus castellatus, die Eventualität von Gewittern ebenfalls diskutiert, jedoch in der Prognose nicht berücksichtigt. Am folgenden Nachmittage trat aber in der Westschweiz ein ziemlich bedeutender Gewitterzug auf.

Zur weiteren Charakterisierung der prognostischen Bedeutung der Altocumulus castellatus habe ich die Regenmengen beigezogen und dabei der Einfachheit halber nur die am Beobachtungsorte gemessenen Mengen berücksichtigt; bei den zahlreichen Fällen gleichen sich die bei Gewitterregen zu erwartenden Unregelmäßigkeiten aus, wie die Trennung nach den beiden Jahren zeigt.

	Niederschlag am Morgen des		
	Beobachtungstages	folgenden Tages	zweitfolgenden Tages
1906 (22 Fälle) . . .	0.2 mm	4.1 mm	6.0 mm
1907 (24 Fälle) . . .	0.7 „	6.8 „	5.1 „
Mittel	0.5 „	5.5 „	5.5 „

Die prognostische Bedeutung wird durch diese Zahlen bekräftigt. Zugleich zeigen sie, daß es sich dabei um Prognosen auf kurze Sicht handelt, wie es bei solchen Wolkenprognosen an sich schon wahrscheinlich ist. Bei obiger Zusammenstellung, wonach am Beobachtungsmorgen selbst sehr wenig Regen gemessen zu werden pflegt, im Mittel nur 0.5 mm (und in 41 von 46 Fällen gar keiner!), am Nachtage aber gegen zehnmal soviel, ist ja zu berücksichtigen, daß der am Nachtage gemessene Niederschlag zum größten Teile noch vom Beobachtungstage herrührt; aber der Umstand, daß auch der zweitfolgende Tag noch ebensoviel Niederschlag hat, zeigt doch, daß die Prognose auch für den kommenden Tag Gültigkeit behält. Von 46 Fällen wurde 29 mal schon am folgenden Morgen Niederschlag gemessen, 10 mal erst am übernächsten Morgen, 7 mal (am Orte!) überhaupt an keinem der beiden nächstfolgenden Tage.

Eintrittszeit der Gewitter. Im Mittel von 40 Fällen, wo überhaupt Gewitter folgten, begann deren stärkeres Auftreten im Prognosengebiet 12 Stunden nach der ersten Beobachtung des Altocumulus castellatus. In 20 von diesen Fällen dauerte es weniger als 10 Stunden, bis die Gewitter kamen; nur in 6 Fällen ging es länger als 24 Stunden. Von den 40 Fällen war 22 mal die Möglichkeit der erfolgreichen Berücksichtigung für die offizielle Prognose der meteorologischen Zentralanstalt gegeben; es mußten die Altocumulus castellatus vor 12 Uhr mittags auftreten und die Gewitter durften erst eintreten nach 6 Uhr abends, dem Beginn der Gültigkeit der mittags ausgegebenen Prognose. In den übrigen Fällen war die Beobachtung immer noch wenigstens für den Beobachter und dessen gläubige Umgebung prognostisch verwertbar, ebenso für jene zahlreichen Anfragen, die bei unserer Zentralstelle erst nachmittags eintreffen. Übrigens tritt gelegentlich schon an einem Nachmittage oder Abend Altocumulus castellatus auf, der eine vorläufige Warnung bedeutet; am folgenden Morgen wiederholt sich das Warnungssignal, wenige Stunden bevor das Gewitter wirklich ausbricht.

Wenn es sich auch nach dem Gesagten meist um eine Prognose auf kurze Frist handeln wird, muß doch der Wert einer Prognose auf Grund des Altocumulus castellatus anders eingeschätzt werden, als etwa eine Gewitterankündigung auf Grund der Beobachtung, daß die großen Cumuli die bekannte, mit der Entstehung von

Digitized by Google

Gewittercirren verbundene Verwandlung in die Amboßform des Cumulonimbus durchmachen. Denn in diesem Falle ist die Gewitterwolke selbst ja schon sichtbar und das Gewitter für den Beobachtungsort oder einen nicht weit entfernten Ort meist schon vor der Türe; es handelt sich nur darum, die heran- oder vorbeiziehende Gewitterwolke rechtzeitig zu diagnostizieren. Der Altocumulus castellatus dagegen ist ein wirkliches Vorzeichen. Wenn er auftritt, ist von den Gewitterwolken selbst meistens noch keine Spur zu sehen. Es mag übrigens hier erwähnt werden, daß in selteneren Fällen beobachtet werden kann, wie die Altocumulus castellatus sich zu großen dynamischen Cumuli auswachsen. Zum ersten Male habe ich diesen Vorgang beobachtet auf der Straßburger Münsterplattform am 17. Juli 1904. Erst bei Sonnenuntergang, $8^h\,20^p$, bildeten sich Altocumulus castellatus; bis $9^h\,30^p$ hatten sich einzelne zu großen Cumulus aufgetürmt, deren vertikale Mächtigkeit ich auf mindestens 1000 m schätzte. Von $1^h\,30$ nachts an waren entfernte Gewitter zu sehen.

Ein sehr schöner Fall der Verwandlung von Altocumulus castellatus in dynamische Cumuli war auch am Morgen des in den Annalen verhängnisvoller alpiner Gewitterstürme denkwürdigen 15. August 1907 zugleich mit anderen typischen Formen des Altocumulus floccus und castellatus zu beobachten. Einem Kundigen war das bevorstehende Unwetter unzweifelhaft. Siehe Fig. 4 der Tafel, welche eine Aufnahme jenes Morgens (10^a, gegen NW) wiedergibt. Die Basis dieses Cumulus lag in der Höhe niedriger Altocumulus, welchen auch die im Bilde sichtbare fischförmige Wolkenbarre angehört, ebenso die Altocumulus rechts oben.

Die Beziehungen des Altocumulus castellatus zur allgemeinen Wetterlage lassen sich kurz dahin zusammenfassen, daß in den meisten Fällen eine sekundäre Depression oder eine Furche zwischen zwei Hochdruckgebieten in der Nähe ist, besonders im W, NW oder N, und daß der Luftdruck meist einige Millimeter über dem Mittel steht, aber im Sinken begriffen ist. Man wäre also in den meisten Fällen schon auf Grund der synoptischen Karte geneigt, Gewitter in Betracht zu ziehen. Das Auftreten von Altocumulus castellatus muß aber auch dem Prognostiker, der über die Wettertelegramme verfügt, ein wichtiger Fingerzeig sein, noch mehr dem, der auf eigene Beobachtungen angewiesen ist.

Die Entstehungsbedingungen des Altocumulus castellatus. Bei einer Beschreibung dieser Wolkenform[1]) habe ich die Ansicht geäußert, daß diese Gebilde auf das Vorhandensein einer präexistierenden Schicht mit ungewöhnlich starkem vertikalen Temperaturgradienten in den mittleren Höhen der Atmosphäre schließen lassen. Dieser Schluß hat seither durch zwei hier in Zürich ausgeführte Registrierballonaufstiege am 2. August und 6. Sept. 1906, bei denen Altocumulus castellatus ziemlich gleichzeitig beobachtet wurde, eine volle Bestätigung erhalten. In beiden Fällen befand sich über dem Boden eine 1000 bis 1500 m mächtige Schicht mit ganz geringer Temperaturabnahme. Dadurch wurde bewiesen, daß trotz der cumulusähnlichen Form die in den Altocumulus castellatus kondensierte Feuchtigkeit nicht direkt von der Erdoberfläche stammen kann. Darüber folgte nun eine rund 2000 m mächtige Schicht mit einer für diese Höhe ungewöhnlich starken, beinahe adiabatischen Temperaturabnahme. Innerhalb dieser Schicht stieg die relative Feuchtigkeit an bis zu einem Maximum von nahezu 100 Proz.; gleichzeitig mit dem Maximum der relativen Feuchtigkeit, die dann ganz plötzlich und stark abnimmt, wird vom Thermographen eine Isothermie verzeichnet, welche ohne Zweifel der Altocumulusschicht

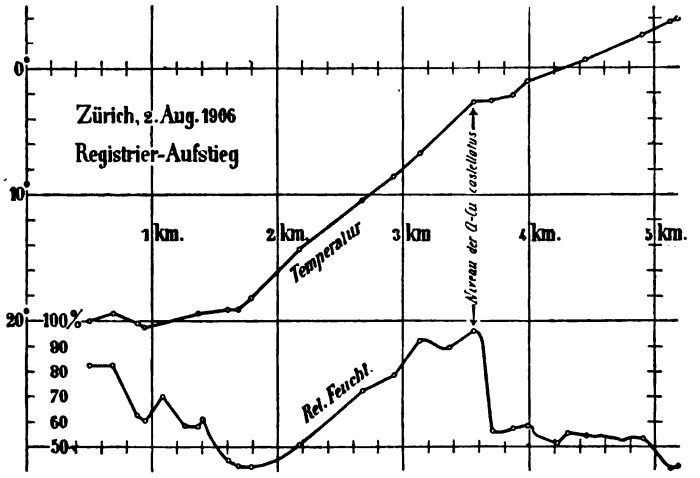
[1]) Diese Zeitschrift 1904, S. 137.

Digitized by Google

entspricht; dies wird auch durch die Beobachtung der Zugrichtung und relativen Geschwindigkeit der Altocumulus bestätigt, welche für jene Höhe recht gut der mit dem Theodoliten direkt bestimmten Bewegung des Ballons entsprechen.

Die bezüglichen Angaben, tabellarisch zusammengestellt, mögen hier für beide Tage folgen, der Kürze halber nur für die unteren Schichten, soweit sie für die Bildung der Altocumulus castellatus in Betracht kommen dürften. Die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse in den betreffenden Höhen am 2. August werden auch

Fig. 2.



durch beistehendes Diagramm veranschaulicht. Die vollständigen Aufstiegsergebnisse finden sich in den Publikationen der internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt.

Die Verhältnisse der freien Atmosphäre beim Auftreten von Altocumulus castellatus nach Registrieraufstiegen in Zürich.

	Höhe in m	Temperatur	Gradient	Relative Feuchtigkeit in Proz.	Bemerkungen	Flugrichtung u. Geschwindigkeit des Ballons: Höhenschicht in m	Richtung aus	Geschwindigkeit in m
2. August 1906	480	20.0°		82		500—1000	S 26° E	1.3
	690	19.4	— 0.29	82	Inversion.	500— 880	E 14 S	1.2
	930	20.5	+ 0.46	60		880—1000	S 19 W	4.0
	1000	20.4	— 0.14	63		1000—1500	S 25 W	3.8
	1360	19.5	— 0.25	58	Langsame Temperatur-	1500—2000	W 31 S	2.6
	1500	19.3	— 0.14	51	abnahme.	2000—2500	W 4 N	4.3
	1680	19.1	— 0.11	42		2500—3000	W 4 N	9.7
	2000	16.1	— 0.94	45		3000—3130	W	7.0
	2500	11.9	— 0.84	65	Sehr starke Temperatur-	3130 - 3370	W 21 N	10.3
	3000	8.0	— 0.78	83	abnahme.	3370 - 3500	W	8.5
	3560	2.7	— 0.94	96		3500—4000	W 18 N	7.5
	3700	2.6	— 0.07	56	Isothermie. Rel. Feuchtigk. wird plötzlich gering.	4000—5000	W 29 N	8.6
	4000	1.1	— 0.50	58		—	—	—
	5000	— 3.1	— 0.42	48		—	—	—
6. Sept. 1906	480	17.0°		82		500— 690	S 30° W	1.8
	550	16.5	— 0.71	85		690—1000	S 82 W	7.1
	790	17.7	+ 0.50	55	Inversion.	1000—1500	S 85 W	8.1
	1000	17.0	— 0.33	61		1500—2000	S 79 W	10.7
	1500	14.6	— 0.48	57	Langsame Temperatur-	2000—2500	S 70 W	13.3
	2000	11.6	— 0.60	59	abnahme.	2500—3000	W 4 N	14.2
	2500	7.8	— 0.76	48		3000—3370	W 8 N	13.5
	3000	3.8	— 0.80	59	Sehr starke Temperatur-	3370—3650	W 19 N	14.6
	3460	0.0	— 0.82	72	abnahme.	3650—3900	W 20 N	14.5
	3900	— 4.3	— 0.98	100		3900—4000	W 10 N	14.5
	4000	— 4.6	— 0.30	87	Langsame Temp.-Abn. Rel. Feuchtigkeit wird gering.	4000—4460	W 8 N	13.9
	4460	— 6.5	— 0.41	71		4460—5000	W 19 N	12.5
	4820	— 6.5	0.00	47	Isothermie.	—	—	—
	5000	— 8.0	— 0.83	43		—	—	—

Digitized by Google

Das Auftreten der Altocumulus castellatus bedeutet also, daß unterhalb ihres Niveaus eine mächtige Schicht mit sehr starker Temperaturabnahme vorhanden ist, welche die Bildung starker, vertikaler, aber zuerst nicht vom Erdboden ausgehender Bewegungen begünstigt. Dies äußert sich zunächst in der Bildung eben der schon der Form nach auf konvektive Vorgänge deutenden Altocumulus castellatus, im weiteren auch in der starken Begünstigung der Konvektion in den Gewitterwolken. So ist die prognostische Bedeutung der Altocumulus castellatus im wesentlichen erklärt. Allerlei Fragen bleiben allerdings noch offen, wie z. B. die der eigentümlichen täglichen Periode, des Entstehens der starken Gradienten. In letzterer Hinsicht darf wohl auf die Tatsache aufmerksam gemacht werden, daß in den beiden mit dem Registrierballon untersuchten Fällen in den bodennahen Schichten mit schwacher Temperaturabnahme SW-Wind, darüber in der Schicht mit starker Temperaturabnahme aber NW wehte. Da ergibt sich also schon aus dieser horizontalen Konvektion die Wahrscheinlichkeit stärkerer Gradienten, als wenn bis oben hin SW-Wind geweht hätte. Aber bei der nahen Beziehung zum dynamischen Cumulus sind besonders auch die Untersuchungen von Süring über diese Wolkenform zu berücksichtigen. Doch würde es über den beabsichtigten Umfang dieser Darstellung hinausgehen, darauf näher einzutreten.

5. Die Entstehung der sommerlichen Cirruswolken aus Gewittercirren.

Während man früher die direkt zu den großen Gewitterwolken in Beziehung stehenden und aus ihnen entstehenden hohen Wolkenschleier nicht für wesensgleich mit den eigentlichen Eisnadelwolken hielt, sondern als „falsche Cirren“ davon schied, ist man in neuerer Zeit namentlich durch die Beobachtung von Haloerscheinungen in diesen Gebilden und durch Höhenmessungen dazu gekommen, dieselben ebenfalls als Eisnadelwolken zu betrachten. Wie durch Vermengung zweier ganz verschiedener Wolkenformen der Zweifel über die Natur der „falschen Cirren“ entstanden ist und sich erhalten hat, habe ich oben gezeigt. Eine vorzüglich klare Darlegung über die Gewittercirren findet sich in Hanns Lehrbuch der Meteorologie, II. Auflage, S. 490 und 491. Ich möchte von der neuesten Literatur noch besonders die Arbeit von Kassner in dieser Zeitschrift[1]) erwähnen, in der auf Grund eines umfangreichen statistischen Materials aus Halobeobachtungen der Charakter der Gewittercirren als Eisnadelwolken bestätigt wird.

Meine Wolkenbeobachtungen haben mich dazu geführt, die Frage von einer anderen Seite anzufassen; es handelt sich nicht mehr darum, ob die mit den Gewitterwolken in Verbindung stehenden Gebilde Eisnadelwolken sind, sondern darum, ob nicht ein großer, vielleicht der größte Teil aller übrigen Cirren, der „eigentlichen“ Cirren, wie man sie noch von den Gewittercirren zu unterscheiden pflegt, aus nichts anderem als eben aus diesen Gewittercirren hervorgehen. Daß dies der Fall ist, ist mir immer wahrscheinlicher und schließlich zur festen Überzeugung geworden, seit ich am 17. Juli 1904 durch eine während 24 Stunden kaum unterbrochene Wolkenschau auf der Straßburger Münsterplattform auf diese Frage hingelenkt, der Beob-

[1]) Jahrgang 1907, S. 301 bis 306. Es werden u. a. die Angaben eines Beobachters verwendet, der binnen sieben Jahren gegen 70 Halos gesehen hat in Cirren, die in direkter Verbindung mit Gewitterwolken gestanden hätten. Das ist erstaunlich viel. Obschon ich selbst seit etwa zehn Jahren mit Interesse gerade nach solchen Halos ausschaue, die in mit der Gewitterwolke noch direkt verbundenen Cirren auftreten, habe ich doch kaum sechs Fälle beobachtet, und nur ein einziges Mal zwei, allerdings äußerst glänzende Nebensonnen, am 4. Aug. 1907, aus 2110 m Höhe. Ich habe deshalb immer angenommen, die Eispartikel dieser Wolken seien besonders unregelmäßig gestaltet.

Digitized by Google

achtung der betreffenden Erscheinungen am Wolkenhimmel andauernde Aufmerksamkeit geschenkt habe. Ich kann nun nicht viel mehr tun, als meiner Überzeugung Ausdruck geben in der Annahme, daß dieselbe einen gewissen Wert besitzt. Denn zahlenmäßig läßt sich in dieser Materie nicht vieles beweisen. Immerhin möchte ich andeuten, wie ich zu dieser Überzeugung gekommen bin, daß (für meinen Beobachtungsort Zürich!) etwa drei Viertel aller im Laufe des Jahres, besonders im Sommer, sichtbaren Cirrus- und Cirrostratuswolken nichts anderes sind als letzte Reste von Cumulonimbus. Ich knüpfe an die schon angeführte Darstellung in Hann an: „Sowie die lokalen Gewitter sich völlig entladen und unten abgeregnet haben, verschwinden auch die dichteren, schweren Cumulus- und Stratocumuluswolken und es bleibt nur die Cirrostratusdecke zurück, die sich nachts auch allmählich auflöst.“ Dieser letzte Relativsatz dürfte nach meinen Beobachtungen folgendermaßen zu erweitern sein:

Diese Cirrostratusdecke bleibt länger bestehen, zieht aber mit der oberen Strömung ab, so daß sie am Gewitterorte der Beobachtung entschwindet. Über den Gegenden aber, die in der Richtung der oberen Luftströmung liegen, werden Cirrostratusmassen aufziehen, die zunächst noch sehr dicht, grauweiß aussehen, so daß die meisten Beobachter im Zweifel sein werden, ob sie diese Gebilde Cirrostratus nennen wollen, sondern vielleicht versucht sind, Altostratus, Altocumulus oder gar Stratocumulus zu notieren. Nur die Berücksichtigung anderer gleichzeitig vorhandener Wolkenniveaus, die Beziehung zu hohen Berggipfeln oder dann genügende Erfahrung schützen da vor Irrtümern. Es sind dies die Formen, auf die Besson mit Recht als auf etwas Besonderes aufmerksam gemacht hat, und die er treffend als „Cirrus denses“ bezeichnet[1]). Je älter diese Wolken werden — es handelt sich da ohne Zweifel um eine Existenzdauer von ein bis zwei und mehr Tagen —, desto dünner und zerzauster werden die Massen, desto mehr in die bekannten feinen Cirrusformen ausgesponnen. Dafür, daß in den oberen Schichten der Atmosphäre entsprechende divergierende Strömungen in wenig verschiedenen Höhenschichten vorkommen, welche diese mannigfaltigen Gestaltungen bewirken können, habe ich zum ersten Male den Nachweis geleistet durch die trigonometrische Festlegung der Flugbahn von Registrierballons[2]), wobei sogar vollständige große Schraubenbewegungen in den hohen Schichten der Atmosphäre nachweisbar waren. Ich habe damals darauf hingewiesen, daß solche Resultate auf die Erklärung gewisser Cirrusformen anzuwenden seien. Es ist also ganz verständlich, wenn von den ursprünglichen dichten Gewittercirren schließlich nichts übrig bleibt als feingeschlungene Fäden und Streifen, ja auch polarbandenähnliche Gebilde, bei deren Anblick kaum jemand an den wirklichen Ursprung der Wolke denken würde — und auch bisher wohl kaum gedacht hat.

Das Auftreten der Cirren an einem bestimmten Orte, dessen Beobachtung zu der dargelegten Auffassung führt, geschieht tatsächlich in umgekehrter Reihenfolge: Erst kommen vereinzelte feine Cirren; im Verlaufe der Stunden werden die Massen immer umfangreicher und dichter, ja in einzelnen Partien oft so massig, daß man stutzig werden möchte; aber es sind dies noch keine Cumulonimbus und sehr oft bricht die Reihenfolge hier ab, ohne daß überhaupt Cumulonimbus sichtbar werden. Einige Male aber wird man die Reihe zu Ende verfolgen und die wirkliche Quelle

[1]) Congrès internat. de météorologie. Proces-verbaux. Paris 1901, S. 61. Siehe Fig. 2 unserer Tafel, welche am 5. August 1906 4.50p gegen N aufgenommen ist.
[2]) Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre, Bd. I, S. 54. Straßburg.

Digitized by Google

all dieser dichten, unwahrscheinlich aussehenden Cirrostratusmassen in dem Cumulonimbusvorgange mit Händen greifen können.

Meistens wird man die ganze Entwickelung weder am gleichen Tage noch am gleichen Wolkenindividuum zu Ende verfolgen können. Wenn aber in größeren Höhen nur schwache Strömungen vorhanden sind, besonders wenn bei uns der Cirruszug aus E oder SE ist (was ziemlich selten eintritt), dann ist dieser Nachweis der Kontinuität am selben Individuum möglich. So habe ich am 3. September 1906 um Mittag über dem Glärnischgebiet, ferner am SE-Horizont aus einem kleinen Cumulus erst einen großen Cumulus und daraus einen Cumulonimbus entstehen sehen; von diesem ist nur die oberste Partie übrig geblieben und im Verlaufe des Nachmittags über den ganzen Himmel weg bis an den W-Horizont gezogen, wo ich sie kurz vor Sonnenuntergang photographiert habe; das Bild wünschte später Herr Teisserenc de Bort — als typisches Beispiel für Cirrostratus! — an Stelle eines verloren gegangenen Klischees in die zweite Auflage des Wolkenatlas zu setzen. Und da nun am folgenden Tage Herr Besson in Paris wirklich „Cirrus légers“ notiert hat, so kann sich sehr wohl unter den Ahnen dieser feinen Cirren auch der grobe Cumulonimbus vom Glärnisch befunden haben.

Es ist gar nicht gesagt, daß in der Gegend, aus welcher jene dichten Cirrostratusschwaden herkommen, immer Gewitter stattgefunden haben, und so wäre auch der Nachweis, daß in vielen hundert Kilometern Entfernung keine solchen eingetreten sind, kein Beweis gegen meine Auffassung von der Bildung solcher Formen. Denn nicht jeder große Cumulus, der sich in einen Cumulonimbus umformt, verursacht dabei Gewittererscheinungen. Man kann im Gegenteil öfters beobachten, besonders bei sehr trockenem, heißem Wetter und hohem Druck, daß der untere Teil eines in jener Umformung begriffenen, von vornherein wenig massigen Cumulus schnell verkümmert, ohne daß überhaupt Regen den Boden erreicht hätte; nur der oberste Teil, der sich in den Schirm umgeformt hat, bleibt bestehen und wird dann bald zu einem leichten Cirrusstreifen. Einen sehr typischen Fall dieser Art habe ich am 4. September 1906 beobachtet. Es kommt auch vor, daß aus einer großen Cumulusmasse ein einzelner Turm noch wesentlich höher steigt, bis in das Niveau anderer, schon vorhandener Gewittercirren, dort sich bald selbst in einen Cirrus verwandelt, die rückwärtige Verbindung mit der Cumulusmasse abbricht und in der oberen Strömung als Beitrag zur allgemeinen Cirrostratusdecke fortschwimmt; dieser Vorgang kann sich, wie ich z. B. am 23. Juli 1906 beobachtet habe, mehrere Male wiederholen, ohne daß es der große Cumulus als ganzes zur Cumulonimbusentwickelung bringt. Der Anteil, den die gewitterlosen (und regenlosen) Cumulonimbus an der Entstehung der Cirren haben, im Verhältnis zu den gewitterbringenden Cumulonimbus, wird nicht unbedeutend sein. Da aber der ganze Vorgang in beiden Fällen qualitativ der gleiche ist, wird man sie nicht trennen, immerhin aber bei der Entstehung der Cirruswolken aus „Gewittercirren“ sich diese Erweiterung vergegenwärtigen. Der Name für diese Wolkenform müßte logisch Cirrostratus Cu-Ni-genitus heißen.

In den Sommermonaten ist die Cumulonimbusbildung auf dem Festlande stark genug, daß ganz Mitteleuropa aus eigenen Mitteln reichlich mit Cirren versorgt werden kann. Aber auch im Winter ist die Cumulonimbusbildung nicht so selten, wie ich selbst früher angenommen habe. Es gibt keinen Wintermonat, wo ich nicht schon eine solche beobachtet hätte. Meistens wird dann allerdings ihre Entstehung durch die großen Depressionen bedingt, wird also in dem Randgebiete, wo mein Beobachtungsort liegt, nicht häufig, und dazu wegen der allgemeinen, tiefliegenden

Digitized by Google

Wolkendecke der Beobachtung meist entzogen sein. Wenn man aber zur Seltenheit auch im Winter Einblick in den Wolkenaufbau einer intensiven Depression bekommt, wird man selbst bei uns meistens Cumulonimbusbildung nachweisen können. Zwei solcher Fälle, vom 6. Dezember 1906 und 24. Februar 1908, sind mir in besonders lehrreicher Erinnerung. Diese und ähnliche Beobachtungen lassen schließen, daß auch die einer großen Depression vorangehende Cirrostratusdecke ganz so entstanden ist, wie es im Sommer im einzelnen beobachtet werden kann.

Daß aber alle Cirren auf solche Art in direktem Zusammenhang mit der Cumulonimbusbildung entstehen, möchte ich nicht behaupten. Dem widersprechen ja schon die Beobachtungen jener Bevorzugten, welche die spontane Bildung von Cirrus gesehen haben.

Namentlich die Entstehung solcher Gebilde wie die Polarbanden geht vielleicht auf andere Weise vor sich, wiewohl ich schon mehr als einmal beobachtet habe, daß ähnliche Formen mit großer Wahrscheinlichkeit aus Gewittercirren entstanden. Bei einigen Cirrusformen hat man an eine Bildungsweise entsprechend den sonst meist dem Altocumulusniveau angehörenden Wogenwolken gedacht. Ich habe aber öfters gesehen, daß in Cirrostratusdecken, die ganz sicher auf andere Weise entstanden waren, nachträglich deutliche Wogenbildung eintrat. Wenn man also eine solche Wogenbildung sieht, ist sie noch nicht notwendig als Entstehungsursache gegeben, sondern sie ist vielleicht nur ein gestaltendes Moment. — Soviel dürfte aus meinen Beobachtungen über die Herkunft der Cirren hervorgehen, daß in der Richtung der Forderung von A. W. Clayden in seinem neulich erschienenen Buche Cloud studies: „Tatsache muß an Tatsache gereiht werden, bis wir ihre Entstehungsgeschichte von ihren ersten Anfängen her angeben können“ — wenigstens ein Schritt weiter geschehen ist.

Zusammenfassung.

Im Interesse einer besseren Übersicht über unsere vorhergehenden, notwendigerweise etwas weitläufigeren Ausführungen seien hier noch unsere hauptsächlichsten Resultate ganz kurz zusammengefaßt:

1. Bei den Wolken des aufsteigenden Luftstromes spielt der von der Cumulonimbusbildung wohl zu unterscheidende Cumulostratusvorgang eine namentlich für die Bildung der Altocumuli beachtenswerte und auch prognostisch (in günstiger Bedeutung) verwendbare Rolle.

2. Der Altostratus läßt bei seiner Auflösung oft eine eigentümliche, weiter zu untersuchende Doppelstruktur erkennen (Altostratus duplicatus).

3. Die schon bekannte Kappenbildung bei großen Cumuli steht fast ausnahmslos in ganz unmittelbarer Beziehung zum Altocumulusniveau, hingegen in keiner näheren Beziehung zur Hagelbildung oder zu den eigentlichen Gewittercirren, mit welchen sie noch irrtümlich als falsche Cirren zusammengestellt wird. Ihr Auftreten ist prognostisch (in ungünstiger Bedeutung) verwertbar.

4. Das Auftreten von Altocumulus castellatus beweist das Vorhandensein von Schichten mit sehr starker Temperaturabnahme in mittleren Höhen der Atmosphäre; es ist prognostisch als Gewitteranzeichen sehr beachtenswert.

5. Die meisten, namentlich im Sommer (in Mitteleuropa) auftretenden Cirren lassen ihre Entstehung mit dem Mittelglied der dichten Cirren lückenlos auf die Cumulonimbusbildung zurückführen.

Digitized by Google

Kleinere Mitteilungen.

Regenversuche zu Oamaru (Neuseeland[1]). Wenn der Bezirk Nord-Otago ein oder zwei Monate lang die Wehen einer Dürre mitgemacht hat, werden die Bedingungen für die Landwirte so schlecht, daß ein Rat, zu Versuchen Zuflucht zu nehmen, die darauf hinzielen, künstlichen Regen hervorzurufen, mit einem gewissen Eifer in Betracht gezogen wird.

Die Regierung, welche eine beträchtliche Unterstützung den in dem Bezirke von der Dürre betroffenen Landwirten zukommen ließ, sah diese Bewegung gerne und ohne sich irgend einem Gutachten über eine eventuelle Aussicht auf Erfolg anzuvertrauen, beauftragte sie den Rev. Dc. Bates, Meteorologe der Regierung, die Versuche zu überwachen und über deren Ergebnisse Bericht zu erstatten. Bates' Bericht, welcher vor einiger Zeit der Regierung übergeben wurde, enthält einige interessante Stellen in bezug auf diese Resultate. Der Bezirk Oamaru, welcher betreffs des Regens von den östlichen Winden abhängt, hat in den letzten Jahren längere Dürreperioden mitgemacht, von denen die in den Jahren 1889, 1890 und 1891, 1897 und 1898 bemerkenswert sind. Die Periode mangelhafter Regenfälle, welche den Versuchen vorausging, umfaßte die Zeit von Januar 1906 bis August 1907; die Regenmenge in diesen 18 Monaten betrug bloß 45 Proz. der Regenmenge, die sich nach dem Durchschnittswerte für 18 Monate sonst ergibt. Die jährliche Regenmenge für Oamaru ist als Mittel aus 40 Jahren 555 mm, mit einem Maximum von 833 mm im Jahre 1870 und einem Minimum von 342 mm im Jahre 1881.

Die folgende Tabelle zeigt den Unterschied zwischen der besprochenen Dürreperiode und den 40jährigen Durchschnittswerten für diesen Bezirk.

Monatliche Regenmenge in Millimetern.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Durchschnittswerte . .	56	48	33	43	41	45	43	38	48	39	50	58
1906	—	31	13	29	18	36	15	15	37	16	24	62
1907	11	35	36	14	18	6	14	—	—	—	—	—

Nur in einem Monate der Dürreperiode, im Dezember 1906, überschreitet die monatliche Regenmenge den Durchschnittswert, jedoch auch hier bloß um 4 mm.

Oamaru (Neuseeland), Niederschlags-Jahressummen.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1860	—	—	—	—	—	—	—	599	654	466
1870	834	414	506	711	553	594	437	679	515	649
1880	517	342	652	717	681	427	669	667	739	364
1890	359	422	585	509	602	616	603	359	405	696
1900	517	477	751	466	498	591	376	—	—	—

Zahl der Tage mit Niederschlag (Windsor-Park, Oamaru 1892/1906).

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Mittel	12.0	11.6	9.7	9.0	8.0	7.4	8.0	8.0	9.0	10.0	11.0	13.0	116.7

Die Zahl der Regentage in der Dürreperiode, verglichen mit den Durchschnittszahlen, gibt folgende Tabelle.

Zahl der Regentage.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Mittelwert (40 Jahre) .	12.0	11.6	9.7	9.0	8.0	7.4	8.0	8.0	9.0	10.0	11.0	13.0
Dürreperiode { 1906 .	—	13	10	5	4	5	6	4	8	7	5	10
Dürreperiode { 1907 .	5	9	11	7	2	4	7	—	—	—	—	—

Diese Aufzeichnungen, die zu Kaurao Hill, einer in der Mitte des dürren Landbezirkes gelegenen Station, erhalten wurden, weichen beträchtlich von den Mittelwerten ab. Über die Wirkungen der Trockenzeit schreibt Bates folgendes:

„Die Wirkungen der Trockenheit waren nicht vergleichbar mit jenen, die ich selbst in Australien mitgemacht habe, und waren stärker, als ich mir gedacht habe, daß sie in diesen Gegenden überhaupt möglich wären ... Ich sah nur ein kleines Feld von schöngewachsenen Rüben im ganzen Bezirke, während sonst im Durchschnitt 50 bis 60 Karren-

[1]) Wellington Times an Oct. 1907 und offizieller Report von D. C. Bates.

Digitized by Google

ladungen jeden Tag vom Südrande nach Nord- und Zentral-Otago gebracht werden ... Ganze Schober von Heu wurden zu hohen Preisen bestellt und im ganzen 9300 Tonnen Futter mußten von den Ansiedlern eingeführt werden, um ihren Viehstand lebend zu erhalten."

„Viele Stämme" — setzt der Bericht fort — „mußten anderswohin ausziehen, und größtenteils den rechtzeitigen und großmütigen Unterstützungen, welche die Regierung im Herbeischaffen von Futter gewährte, ist es zuzuschreiben, daß so wenige tote Tiere in den Feldern gefunden wurden. Der Ertrag an Weizen war der kleinste seit 1897/98 und der an Hafer der kleinste seit den Aufzeichnungen überhaupt. Davon wurden nur 20 Scheffel (= 727 Liter) geerntet, gegenüber 40 Scheffel (= 1490 Liter) in den vorhergehenden Jahren und gegenüber 21.7 Scheffel (= 789 Liter) in der Dürreperiode 1897/98."

Die Versuche. Der Förderer dieser Versuche, künstlichen Regen hervorzurufen, war ein Mann, der sich einer großen Achtung und Sympathie im Volke erfreute, und rasch war eine große Geldsumme zu diesem Zwecke subskribiert worden. Die Unterstützung, welche die Regierung gewährte, war die, daß sie die Explosivstoffe dafür zum Selbstkostenpreise beschaffte. Herr Bates wurde beauftragt, sich nach Oamaru zu begeben, um die Versuche zu überwachen, er war bei seiner Ankunft sehr besorgt, da er jede Verantwortung betreffs derselben zurückwies.

Der Grundgedanke in den Meinungen derjenigen, welche diese Versuche leiteten, war der, zu verursachen, daß die vorüberziehenden Wolken ihre Feuchtigkeit abgeben, bevor sie vorübergezogen waren, und Bates wurde gefragt, die spezielle Zeit anzugeben, wenn die Luft gesättigt und somit für derartige Experimente am geeignetsten wäre. „Obgleich ich die wirklich sanguinischen Hoffnungen mit ihnen nicht teilen konnte", schreibt er, „so tat ich doch mein möglichstes, ihnen in ihren Ansichten entgegen zu kommen, und wirkte mit meinem ganzen Wissen aufrichtig in ihrem Komitee mit." Die Wahrscheinlichkeit eines Eintretens von Regen hatte mit gewissen Störungen selten den Wert der absoluten Sicherheit.

„Die Ereignisse gestalteten sich nun derart," — heißt es im Bericht weiter — „daß ich für die nächste Zukunft eine Sättigungsperiode voraussagen konnte. Die Zeit war glücklicherweise für jenen Bezirk sehr günstig für Regen, indem sie sehr nahe zusammenfiel mit sehr ausgebreiteten und reichlichen Regenfällen, wie sie sonst in jenen Jahren nicht vorkommen und in dieser Hinsicht gestaltete sich unglücklicherweise für mich die Arbeit, eine Schlußzusammenfassung über die Ursachen und Wirkungen der Versuche zu geben, dadurch wesentlich schwieriger. Während ich dies zugebe, wünsche ich, daß sehr klar daran festgehalten werde, daß ich in keinem Falle imstande war, eine solche Wirkung festzustellen oder einen Erfolg, künstlichen Regen durch Explosionen zu bewirken, wie einige von den Ortsbewohnern zu jener Zeit mit einer gewissen Sicherheit behaupteten."

Die Versuche wurden ausgeführt auf der Rakis Table, 323 m über dem Meeresspiegel und 14 Meilen von Oamaru entfernt, weiter auf den Round Hill Totara, 152 m hoch und 6 Meilen von Oamaru entfernt. Als die ersten Versuche am 16. August auf der Rakis Table ausgeführt wurden, waren die Bedingungen als ziemlich günstig angesehen worden. Drei Schüsse wurden abgefeuert, der letzte und stärkste hatte 18 kg Dynamit und 12 kg Pulver als Ladung. Nur natürliche Vorgänge, wie sie in der Atmosphäre vor sich gehen, wurden beobachtet, obgleich ein kleiner Regenguß, der in nicht weiter Entfernung niederging, gemeldet wurde. Das Resultat dieser Versuche war, daß man sich entschloß, den Explosionen mehr Widerstand zu geben, indem man die Ladung verstärkte und sie von Felsen aus abfeuerte. Herr Bates selbst war der Meinung, daß es viel wirksamer wäre, kleine Kanonen mit Pulverladung zu benutzen als Sprengstoffe, welche, wie später erwähnt wird, in kleinen Fässern und Schachteln eingeschlossen sind. Kanonen sind bereits an anderen Orten auch benutzt worden, jedoch mehr in der Absicht, Hagelfälle zu verhüten oder Regen, ohne daß es zur Eisbildung kam, zu verursachen. Am 18. August hatte es in einer Anzahl von Orten geregnet, jedoch nicht in Rakis Table und so entschloß sich das Komitee, einige Explosionsversuche vorzunehmen. Die Explosionen waren heftig und es gab einigen Regen in den verschiedenen Örtlichkeiten, jedoch schreibt Bates folgendes darüber: „Ich erachtete dies als vollständig natürlich und ich wurde bei eingehender Überlegung nur in meiner Meinung befestigt, daß die Regenböen denselben intermittierenden Charakter besitzen, lange bevor sie uns erreichen. Es kann kaum behauptet werden, daß die Explosionen eine so auffallende

Digitized by Google

Wirkung wie diese gehabt hätten auf einen 14 Meilen entfernten Regen und gegen die Windböe auf dem Table, die fast 25 Meilen pro Stunde zurücklegte. Während ich gar keinen wahrnehmbaren Unterschied im Heranziehen der Böen gegen uns und ihrem weiteren Fortschreiten über die Gegend sehen konnte, waren andere der ganz entschiedenen Ansicht, daß der Regen nach jedem der aufeinander folgenden Schüsse intensiver wurde. Das Barometer stieg weiter fort, und derjenige, welcher das Instrument beobachtete, sagte auch aus, daß kein Fallen desselben nach den aufeinander folgenden Schüssen zu bemerken war."

Die stärkste dieser Explosionen wurde hervorgerufen durch 22.5 kg Schießbaumwolle und 45.3 kg Dynamit. Der Regenfall dauerte am 19. und 20. August weiter, jedoch erklärte Herr Bates, daß die weit ausgebreiteten und heftigen Regengüsse kaum dem angewendeten künstlichen Mittel zugeschrieben werden können. Am 22. August wurden nun Versuche in einem größeren Maßstabe durchgeführt. Das Barometer befand sich im raschen Fallen und dies war ein gutes Vorzeichen für kommenden Regen. Die Ladungen variierten bis zu 90 kg und wurden von Rakis Table aus abgefeuert, aber soweit es Herrn Bates schien, war keine Änderung zu bemerken. Obgleich der Nebel stark war, war der Regen nicht besonders intensiv und die Explosionen schienen ihn gar nicht beschleunigen zu wollen. Es regnete aber einige Stunden weiter, und einige Leute in der Gegend glaubten dies den Explosionen zuschreiben zu können, jedoch Bates glaubt, daß niemand, welcher tatsächlich an Ort und Stelle war, einen solchen Gedanken in Betracht ziehen konnte. Die künstlichen Anstrengungen waren schwach im Vergleich mit jenen mächtigen Kräften, welche sich in jenem Augenblicke unabhängig über Tausende von Quadratmeilen in einer Zyklone entwickelten, welche ähnlich, jedoch viel intensiver war als jene, die nur einige Tage vorher sich genähert hatte. Dies war das Ende der Dürreperiode. „Ich beobachtete alles sorgfältig", heißt es als Schlußnote im Berichte, „jedoch die Explosionen haben augenscheinlich keine größere Wirkung in der Luft, als das Anzünden eines Zündhölzchens in einem Zimmer haben kann. Die Kräfte, welche den künstlichen Änderungen in der Atmosphäre gegenübergestellt werden, sind außerordentlich groß, beinahe über unseren Vorstellungsbereich. Eine Regenmenge von einem englischen Zoll entspricht 22 635 Gallonen oder 101 Tonnen, 3 Quarten und 26 Pfund Wasser auf einem englischen Acre oder auf 64 640 Tonnen auf einer Quadratmeile. Die latente Wärme, die entwickelt und frei wird bei Kondensation des Wasserdampfes eines englischen Zolls Regen pro Quadratmeile, wurde geschätzt als äquivalent einer Arbeit von 100 000 000 PS. in einer halben Stunde. Erwägen wir ferner noch den Bereich des Windes als 500 Meilen breit und 3 Meilen hoch, welcher mit einer Stärke von 20 Meilen pro Stunde weht, so sehen wir, daß die Kraft der größten Explosion, angenommen, daß das ganze Gas geradeaus in die Luft geschleudert werde, im Vergleich dazu kleiner ist als ein Tropfen in einem Eimer voll Wasser. Solange nicht gezeigt werden kann, daß die Temperatur der Luft durch gigantische Abkühlungsvorrichtungen beherrscht werden kann, können wir vergebens eine Änderung in der natürlichen und feststehenden Reihenfolge der Ereignisse durch ein künstliches Verfahren, Regen zu erzeugen, erzwingen."

Auf dem Wege der Empfehlung rät Herr Bates den Einsichtsvolleren, Baumpflanzungen in jenen Bezirken, die zur Trockenheit neigen, vorzunehmen.

Die Ansiedler, sagt er, haben eine große Anzahl von Kieferbäumen gepflanzt, welche auch gut gediehen sind; jedoch wenn größere und verschiedenartigere Pflanzungen, namentlich in Gürteln, zum Auffangen der Nordwest- und Südwestwinde gemacht würden, könnten sie, obschon sie den Regenfall nicht verstärken werden, nicht nur als Obdach und Windbrecher sich bewähren, sondern sie würden auch das Regenwasser, das jetzt gewöhnlich in Bächen fortrinnt, zurückhalten, und so würden die Pflanzungen tiefer wurzelnder Bäume das Wasser für die tieferen Schichten reservieren und vor zu intensiver Oberflächenverdunstung durch den Wind schützen. Als einziger Einwand dagegen könnte die Gefahr sein, daß schädliche Vögel einen Zufluchtsort finden, jedoch der Schaden in dieser Richtung würde zweifellos mehr als kompensiert werden.

Zur Entstehung der Graupeln. Der Schneefall am 13. März d. J. gab mir Gelegenheit zu einigen interessanten Beobachtungen. Die Grundform der einzeln fallenden Schneekristalle war der sechsstrahlige Stern. Die Ränder zeigten häufig eine weiße Verdickung. Bei näherer Untersuchung mit einer etwa achtfach vergrößernden Lupe zeigte es

Digitized by Google

sich, daß die Verdickung aus kleinen Eisstrahlen bestand, die sich senkrecht auf die Fläche des Schneesterns aufsetzten. Öfter konnte ich auch beobachten, daß die Strahlen an den Rändern nur einen Winkel von etwa 60° mit der Ebene des Schneekristalls bildeten. Ein besonders typisch ausgebildeter Schneestern dieser Art dürfte der von Kassner[1]) beobachtete sein. Der Winkel von 60°, der hier auftritt, läßt sich wohl am einfachsten durch ein senkrechtes Aufsitzen des Strahles an Facetten des Schneekristalls erklären. Auf das Vorhandensein derartiger Facetten hat unter anderem schon Hellmann[2]) hingewiesen. Wie ausgeprägt sie sein können, zeigt ein eigenartiger Schneekristall, den ich am 10. Januar d. J. mikrophotographisch aufgenommen habe. (22.5 fache Vergrößerung.)

Die sich ansetzenden Eisstrahlen sind nicht klar durchsichtig wie der Schneekristall selbst, sondern weißlich trübe und bestehen, soweit ich erkennen konnte, aus einem Aggregat feiner Eiskügelchen, die sich linienförmig aneinanderreihen. Sie sehen genau so aus wie die von Assmann[3]) beobachteten Eisstrahlen bei der Bildung des Rauhreifes, und dürften auch die gleiche Entstehungsursache haben, nämlich eine Aneinanderlagerung unterkühlter Wassertröpfchen, die sehr rasch bei der Berührung mit Eis erstarren. Merkwürdig ist nur, daß sich die Tröpfchen zu einer geraden Linie anordnen, anstatt sich ungeordnet anzulagern.

Fig. 1.

Nicht immer wachsen die Eisstrahlen nur am Rande der Schneesterne, häufig ist auch die ganze Fläche mit kürzeren oder längeren Strahlen mehr oder weniger gleichmäßig besetzt, oft sind sie auch so angeordnet, daß ihre Größe vom Rande nach der Mitte des Schneesterns zu abnimmt. Wie mir bei meinen Beobachtungen auffiel, setzten sich fast ohne Ausnahme die Eisstrahlen nur an der einen Fläche des Schneesterns an, während die andere ganz frei davon blieb.

Im Anfangsstadium, wenn die sich gleichmäßig ansetzenden Strahlen noch sehr kurz sind, kann man sie wohl mit den Hellmannschen[4]) „blumenkohlförmigen" Schneekristallen identifizieren. In mehreren Fällen erreichten die gleichmäßig verteilten Strahlen eine Länge von etwa 1.5 mm bei einem Durchmesser des Schneesterns von 2 bis 3 mm, und dabei waren die einzelnen Strahlen noch deutlich einzeln erkennbar. Derartige Bildungen können natürlich nur bei ruhigem Wetter entstehen, wie es am 13. März nachmittags herrschte; bei stärkeren Winden wird die Anlagerung der unterkühlten Wassertröpfchen weit unregelmäßiger vor sich gehen. Schreitet dieser Prozeß noch weiter fort, so wird die ursprüngliche Sechseckform nur noch undeutlich zu erkennen sein und wir haben runde, weiße Körner, d. h. Graupeln. Bei dem erwähnten Schneefall waren in der Tat neben völlig unregelmäßigen auch solche Graupeln zu beobachten, die, wenn auch nur andeutungsweise, zeigten, daß ihnen die Form eines Sechsecks zugrunde lag. Wie ich beobachten konnte, fallen die durch Eisansatz beschwerten Schneesterne derart, daß ihre Fläche annähernd senkrecht steht, sie also der Luft den geringsten Widerstand bieten. Je dicker die Sterne durch Strahlenansatz geworden sind, desto weniger wird diese Lage erhalten bleiben. Besonders bei unruhiger Luft werden dann leicht drehende Bewegungen eintreten, so daß ein allseitiger Ansatz von unterkühlten Tropfen ermöglicht wird, der schließlich zu einer vollständigen Verdeckung der ursprünglichen Sechseckform führt.

Auch die Entstehungsart der so häufig beobachteten kugelsektorähnlichen Graupeln läßt sich auf dieser Grundlage leicht verständlich machen. Angenommen, ein Schneestern sei gebildet, der aus sechs nadelförmigen Strahlen mit Verzweigungen besteht[5]); an ihn hätten sich Eisstrahlen, wie oben beschrieben, mit nach dem Zentrum zu abnehmender Größe angesetzt. Ein solcher Schneestern ist nun ein sehr zerbrechliches Gebilde. Die am wenigsten widerstandsfähige Stelle wird die sein, in der die sechs Hauptstrahlen des Schneesterns zusammentreffen.

Ein an dieser Stelle abgebrochener Ast mit seinen anhängenden Eisstrahlen stellt nun annähernd einen Kugelsektor dar. Er fällt mit nach oben zeigender Spitze relativ zu der

[1]) Kassner, Meteorol. Zeitschr. 17, 225 (1900).
[2]) Hellmann, Schneekristalle, Beobachtungen und Studien. Berlin 1893, S. 31.
[3]) Assmann, Meteorol. Zeitschr. 6, 339 bis 342 (1889).
[4]) Hellmann, a. a O., S. 33, Fig. 12.
[5]) Siehe z. B. Hellmann, a. a. O.

Digitized by Google

umgebenden Luft. Diese Stellung ist durch die Lage des Schwerpunktes des Bruchstückes gewährleistet. Bei seinem Falle wird er an der nach unten zeigenden Fläche durch Zusammentreffen mit weiteren überkalteten Wassertröpfchen wachsen. Infolge der Wucht des Falles wird der untere Hauptteil des Graupelkorns kompakter und dichter. Das Endprodukt ist das normale Graupelkorn, dessen Zustandekommen man kurz als Rauhreifbildung an Schneekristallen bezeichnen kann. Die atmosphärischen Bedingungen zu seiner Entstehung, Schicht mit Schneekristallen und darunter eine Schicht mit überkalteten Wassertröpfchen, sind nun häufig gerade in den Wetterlagen, bei denen Graupel fällt, erfüllt, böiges Wetter mit dichten Wolken bei starken aufsteigenden Luftströmen (Dynamische Cumulo-Nimbus mit Cirrushaube). Dr. E. Barkow.

Zusätze zu vorstehenden Erörterungen. 1. Gleichfalls am 13. und 14. März beobachtete ich in anderer Stadtgegend bei — 0.5° Lufttemperatur die Schneekristalle und maß sie wiederholt; dabei stellte ich als Maximum des Durchmessers am 13. nachmittags 8.5 mm bei einem etwas zerbrochenen, am 14. mittags sogar 9 mm bei einem prachtvoll und, soviel ich mit der Lupe (von dreifacher Vergrößerung) sah, ganz symmetrisch ausgebildeten Stern fest. Am 13. fiel mir noch eine bisher von mir nicht beobachtete Schneesternbildung auf: Schneesternen waren wiederholt, und zwar nur auf einer Fläche, je zwei Strahlen schräg (ob unter einem Winkel von 60°, konnte ich nicht näher bestimmen) aufgesetzt, meist zwischen Mitte und Rand. Diese Strahlen bildeten unter sich einen Winkel von 60° und waren nur an den einander zugekehrten Seiten mit Fiedern besetzt; am einfachsten kann man sich vorstellen: ein Stern werde längs der Mitte seiner Strahlen zerschnitten, so erhält man vorstehendes Strahlenpaar. 2. Wegen einer besonderen Graupelform, die auffällig mit der von Gagel in dieser Zeitschrift 1907, S. 122 abgebildeten Hagelform übereinstimmt, verweise ich auf meinen Artikel „Die Lufttemperatur bei Schnee- und Graupelfall in und um Berlin" im August-Heft (S. 356). Bei Gagel handelte es sich ganz ersichtlich um Hageleis, bei meinem Falle aber um weißes undurchsichtiges Graupeleis. 3. Am 11. März fielen gegen $5^1/_2{}^p$ knapp 10 Minuten lang starke Graupeln und zwar 1360 ccm auf eine Fläche von 7200 qcm, d. h. 1900 ccm auf 1 qm. Nimmt man das spezifische Gewicht des Graupeleises zu 0.9 an, so fielen auf 1 qm rund 170 g Eis.

Berlin, März 1908. C. Kassner.

Keeling über das Klima von Abbassia bei Kairo [1]). Wir entnehmen dieser sehr verdienstlichen Publikation die wichtigsten Ergebnisse für das Klima von Kairo, die wir in einer Tabelle zusammengestellt haben.

Das alte Observatorium mit dreistündigen Aufzeichnungen aller Elemente (auch der Bewölkung) bis 1899 lag $5^1/_2$ km NE von Kairo an der Grenze des kultivierten Landes des Delta und der Wüste, die südwärts lag. Tafel I zeigt die Position und die Grenze zwischen kultiviertem Land und Delta. Von 1900 bis 1903 waren registrierende Apparate in Tätigkeit.

Luftdruck. Die Mittel usw. siehe Tabelle. Die absoluten Extreme waren 774.2 am 29. Januar 1898 und 742.6 am 21. März 1870. Den niedrigsten Barometerstand hat im täglichen Mittel der Juli, doch stellt sich öfter ein zweites Minimum im Frühling ein, und zwar einmal (in 35 Jahren) im Februar, fünfmal im März, und elfmal im April. Der Gang des Luftdruckes wird in Abweichungen vom Mittel für jeden Monat angegeben und durch Kosinusreihen dargestellt. Wir haben die Konstanten dieser Reihen (auf die gewöhnlichen Sinusreihen zurückgeführt) in die Tabelle aufgenommen. Bemerkenswert ist die ausgesprochene jährliche Periode des dritten Gliedes.

Temperatur. Mittel usw. siehe Tabelle. Der tägliche Gang, Abweichungen der Stundenmittel, wird nur für die vier Jahreszeiten mitgeteilt. Die absoluten Extreme von

[1]) Survey Dep. Egypt. The Climate of Abbassia near Cairo by B. F. E. Keeling, Cairo 1907. 61 S. und 4° mit VIII Tafeln, Plan von Kairo und Diagrammen. Benutzt wurde von mir ferner noch eine ältere Publikation: A Report on the Met. Observ. made at the Abbassia observatory Cairo during the years 1898 and 1899. Together with the mean values derived from the Observations, of the previous 30 years (1869—1898). Die Ergebnisse der Beobachtungen 1900 bis 1903 enthält die erstzitierte Publikation, seit 1894 befindet sich das Observatorium erster Ordnung des Survey Department in Heluan. Die Ergebnisse der älteren meteorologischen Beobachtungen der österreichischen Kolonie in Kairo (Canaval, Dr. Reyer, Dr. Julius Franz, Architekt Lautner Berg) siehe in der Österr. Met. Zeitschr. 1872.

Digitized by Google

17 Jahren 1887 bis 1903 waren — 0.7 am 29. Januar 1898 und 44.6 im Juni 1894. Am 26. August 1881 jedoch wurden 47.3 beobachtet und am 4. und 5. Februar 1880 — 2.0. Herr Keeling hat aus den Angaben der relativen Feuchtigkeit und Temperatur die sogenannte sensible Temperatur (Temperatur des feuchten Thermometers) zurück berechnet, die recht interessant ist. In dem heißen Mai z. B. ist die mittlere sensible Temperatur bloß 17.7 bei einer Lufttemperatur von 24.9°, im Juli-August 21.6 bei 28.3° Luftmaximum. Noch größer sind natürlich die Differenzen für die heißeste Tageszeit.

Feuchtigkeit. Die relative Feuchtigkeit ist nicht übermäßig gering, 46 Proz. im Mai und Juni. In Einzelfällen bei Chamsin sinkt sie allerdings tief herab, so z. B. am 19. und 20. März 1901, wo sie unter 15 Proz. blieb von 9^p am 19. bis 7^p am 21. Am 20. März 4^h war die Lufttemperatur 37°, das feuchte Thermometer 16.4°, der Dampfdruck 1.3 mm, die relative Feuchtigkeit 2 Proz., das Sättigungsdefizit 45 mm und der Taupunkt — 16°! und dies obgleich Kairo am Rande des Nildelta liegt und nur 150 km vom Meere.

Der tägliche Gang des Dampfdruckes im Januar ist recht bemerkenswert. Der Dampfdruck steigt von Mitternacht (Abweichung + 1.1 mm) bis 8^h an, mit (Abweichung vom Tagesmittel) + 2.2 mm, sinkt dann rasch bis 5^p auf — 2.7 mm und steigt dann wieder. Die Extreme des Dampfdruckes waren 27.6 mm und 0.9 mm.

Den täglichen Gang der Bewölkung wollen wir nur durch die folgenden Mittelwerte charakterisieren.

Zeit	3^h	6^h	9^h	Mittag	3^h	6^h	9^h	Mitternacht	Mittel
Winter	3.6	4.9	4.7	5.3	5.5	4.5	3.3	2.9	4.3
Sommer . . .	2.5	4.3	2.3	0.9	1.0	0.7	0.2	0.3	1.5
Jahr	3.1	4.5	3.7	3.4	3.5	2.9	1.9	1.9	3.1
Häufigkeit der Nebel 1898 und 1899.									
Summe. . . .	25	58	24	2	0	1	1	7	118

Wind. Die stärksten Winde sind die Nord- und die Südwinde, die schwächsten die Westwinde. Die berechnete mittlere Windrichtung (1901/1903) ist nach den Registrierungen N $1^1/_2{}^0$ W, nach den Beobachtungen aber N 30° W.

Der tägliche Gang der Windstärke ist im Frühjahr und Sommer sehr ausgeprägt. Im Frühling ist das Minimum 3.6 mps. um 5^a, das Maximum 15.2 mps. um 2^h bis 4^h.

Regen. Während der Wintermonate erhält Abbassia zuweilen etwas Regen von den Ausläufern der Stürme des Mittelmeeres; zuweilen auch gelegentlich Gewitter. In den 17 Jahren 1887 bis 1903 war die mittlere Regenmenge 30.6 mm und schwankte zwischen 6.8 im Jahre 1892 und 54.4 im Jahre 1890. Am 25. Juli 1900 fielen 25 mm und am 22./23. Dezember 16 mm, 80 Proz. der Jahresmenge, am 26. Januar 1901 fielen 23 mm.

Die Verdunstung wurde durch einen Wildschen Verdunstungsmesser in der Thermometerhütte gemessen.

Der Anhang zu der Abhandlung enthält die einzelnen Monats und Jahresmittel und deren Abweichungen vom Gesamtmittel für die Jahre 1869 bis 1903 (einschließlich) Luftdruck, Temperatur, Dampfdruck und relative Feuchtigkeit.

Klima von Abbassia bei Kairo. 30° 4.6′ N, 31° 17.2′ E, 33 m.

	Luftdruck		Temperatur														
Jahre	Mittel 35	Absolute Schwankungen der Mittel	Mittel 35	Mittl. tägl. Extreme 17		Ampl. unperiod.	Ampl. period.	Extreme Monate		Diff.	Mittlere Monatsextreme 17		Diff.	Absolute Extreme 17		Interdiurne Variabilität	Veränderlichkeit der Monatstemper.
Januar .	762.1	7.3	12.3	18.3	6.8	11.5	8.9	15.1	9.9	5.2	23.2	2.1	21.1	— 0.7	26.6	1.0	0.90
Februar.	761.2	6.5	13.8	20.9	8.2	12.7	10.2	16.9	11.2	5.7	29.3	3.9	25.4	1.2	35.3	1.5	1.12
März . .	759.3	5.6	16.9	24.2	10.0	14.2	10.9	20.4	13.8	6.6	34.5	5.3	29.2	3.2	41.2	1.8	1.14
April . .	757.9	4.0	21.2	28.7	12.8	15.9	12.5	27.3	18.0	9.3	37.8	8.6	29.2	5.7	42.6	1.9	1.27
Mai . .	757.6	3.7	24.9	32.7	16.0	16.7	14.6	30.7	22.3	8.4	40.7	11.5	29.2	9.0	44.2	1.8	1.10
Juni . .	756.7	3.7	27.7	35.1	18.4	16.7	14.0	31.0	25.5	5.5	41.3	15.6	25.7	13.7	45.2	1.4	1.01
Juli . .	754.6	3.7	28.6	36.2	20.8	15.4	13.6	32.1	26.2	5.8	40.2	18.2	22.0	16.0	44.3	0.7	0.88
August .	755.0	3.6	28.1	34.9	20.8	14.1	12.6	32.7	25.9	6.8	38.4	18.2	20.2	15.5	41.6	0.6	0.92
Sept. . .	757.6	2.6	25.6	32.2	18.9	13.3	11.4	32.1	23.3	8.8	37.2	15.6	21.6	13.5	40.6	0.8	0.92
Oktober.	759.6	4.2	21.9	30.0	17.1	12.9	10.9	26.7	20.8	5.9	35.2	13.6	21.6	10.8	42.1	0.9	0.94
Nov. . .	761.0	5.0	18.4	24.3	12.4	11.9	9.7	22 3	14.8	7.5	29.5	8.2	21.3	3.5	33.6	1.0	0.97
Dez. . .	761.7	3.6	14.4	20.2	9.0	11.2	8.9	16.7	12.2	4.5	25.4	4.3	21.1	1.3	29.4	0.9	0.68
Jahr . .	758.7	1.8	21.2	28.1	14.2	13.9	11.3	24.2	19.8	4.4	42.7	1.9	40.8	— 2.0 Febr. 1880	47.3 Aug. 1881	1.2	0.59

Digitized by Google

Jahre	Sensible Temperatur	Dampfdruck 33	Relative Feuchtigkeit 33	Sättigungs-Defizit 5	Bewölkung 8, 2, 8 5	Sonnenschein Stunden	Sonnenschein Proz. 5	Bewölkung 3stündl. 5 (95/99)	Nebeltage 6	Regenmenge 17	Verdunstung 1900/1903	Windgeschw. km p. St.	Mittlere Richtung 12 Jahre
Januar . . .	9.5	7.2	68	3.6	4.1	193	60	4.5	5.2	7.4	45	6.4	N 91° W
Februar . .	10.5	7.3	64	4.8	3.7	185	60	4.1	5.5	4.4	53	7.6	„ 62 „
März . . .	12.7	7.8	58	7.2	3.1	233	63	4.2	2.5	3.7	120	8.9	„ 32 „
April . . .	15.1	8.5	50	9.8	2.8	235	61	3.6	0.5	1.5	164	9.4	„ 13 „
Mai	17.7	9.9	46	13.8	2.8	300	71	3.4	0.2	1.3	225	10.3	N 7 W
Juni	20.0	11.8	46	14.7	1.7	345	82	1.1	0.0	0.1	214	9.6	N
Juli	21.4	13.6	50	13.4	1.5	357	83	1.4	0.0	0.0	188	6.2	N 15° W
August . .	21.9	14.6	55	12.0	1.5	345	85	2.0	0.2	0.0	180	5.5	„ 9 „
September .	20.5	14.2	61	9.1	1.6	266	72	1.9	2.7	0.0	130	4.9	„ 1 „
Oktober . .	18.7	13.1	65	7.5	2.5	246	69	2.8	3.2	1.2	124	5.8	N 5 E
November .	15.1	10.5	68	5.7	3.0	219	69	3.8	4.3	4.8	76	4.4	„ 12 W
Dezember .	11.6	8.3	70	4.1	4.2	172	54	4.4	6.5	6.2	58	5.1	„ 85 „
Jahr	16.2	10.6	58	8.8	2.7	3096	69	3.1	30.8	30.6	1577	7.0	N 15 W

	Regentage 1887 bis 1898 überhaupt	Regentage 1887 bis 1898 ≧ 0.1	Häufigkeit der Winde von 1887 bis 1898 in Prozenten N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Var.	Windstärke km per Stunde im Jahre
Januar . .	9.1	5.0	18	11	1	1	15	25	18	10	1	6.4
Februar . .	5.2	2.3	26	12	1	0	10	20	19	9	3	7.6
März . . .	6.1	2.9	32	14	1	0	6	12	15	18	2	8.9
April . . .	3.3	0.8	37	20	1	0	4	5	12	18	3	9.4
Mai	2.0	0.8	41	21	0	0	2	4	7	20	5	10.3
Juni	0.4	0.1	58	20	1	0	0	0	2	18	1	9.6
Juli	0.0	0.0	60	4	0	0	0	0	1	35	0	6.2
August . . .	0.4	0.0	63	8	0	1	1	0	1	26	0	5.5
September .	2.1	0.3	67	15	0	0	1	1	2	14	0	4.9
Oktober . .	3.5	0.5	56	22	4	0	1	2	2	12	1	5.8
November .	7.7	2.9	34	21	3	0	6	8	9	18	1	4.4
Dezember .	9.4	4.4	18	14	1	1	14	25	18	8	1	5.1
Jahr . . .	49.0	20.0	43	15	1	0	5	8	9	17	2	7.0

Die Konstanten des täglichen Ganges des Luftdruckes 1901 bis 1903.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
A_1 . .	12.2	359.3	16.1	11.8	23.4	30.1	17.1	23.1	23.5	34.0	30.5	12.0	20.6
A_2 . .	163.6	154.5	148.4	148.5	151.3	145.7	139.8	145.7	153.3	162.2	168.3	166.7	154.2
A_3 . .	358.8	349.1	348.7	176.5	169.5	181.3	167.9	173.2	198.0	358.2	5.2	0.0	0.0
a_1 . .	0.34	0.45	0.50	0.54	0.64	0.65	0.69	0.58	0.50	0.52	0.43	0.35	0.51
a_2 . .	0.62	0.59	0.65	0.72	0.66	0.55	0.49*	0.55	0.66	0.63	0.58	0.62	0.60
a_3 . .	0.15	0.14	0.04*	0.07	0.12	0.15	0.12	0.09	0.04	0.06	0.12	0.14	0.01

J. Hann.

H. Henriet und W. Bonyssy: Über die Bildung des atmosphärischen Ozons und die Ursachen der Variation des Kohlensäuregehaltes der Luft[1]).

In einer großen Abhandlung untersuchten Henriet und Bonyssy die Bildung des atmosphärischen Ozons und die Ursachen der Variation des Kohlensäuregehaltes der Luft. Im folgenden geben wir bloß einen kurzen Auszug aus den Resultaten, die aus langen Versuchsreihen erhalten wurden.

1. Das Ozon der Luft entsteht auf Kosten des Sauerstoffs der höheren Luftschichten der Atmosphäre unter dem Einflusse der ultravioletten Strahlung, die von der Sonne ausgesendet wird.

2. Das Ozon wird in die unteren, dem Erdboden nahen Luftschichten herabgebracht erstens durch die Winde, und zwar hängt die Größe der Menge davon ab, von welcher Höhe herab die Winde wehen, weiter durch die Regenfälle, welche die Luft aus sehr großer Höhe mit sich herabführen. Diese zwei Faktoren sind die Hauptursachen der Änderungen des Ozongehaltes der Luft.

3. Bei windstillem Wetter und zu Zeiten, an welchen die Atmosphäre eine ausgezeichnete Durchsichtigkeit besitzt, wirkt die Sonnenstrahlung auch auf die unteren Schichten der Luft ein, indem sie den Betrag an Ozon vergrößert.

4. Alle Änderungen des Kohlensäuregehaltes der Luft unterhalb dem Normalen sind stets verbunden mit dem Heranwehen von Luft aus höheren Regionen. Der Gehalt an Kohlensäure ändert sich im umgekehrten Verhältnisse zu jenem des Ozons.

5. Die Änderungen des Kohlensäuregehaltes über dem Normalen sind stets auf Ursachen lokaler Phänomene zurückzuführen, so z. B. auf die Ein- und Ausatmung der

[1]) Aus Compt. rend. Nr. 19, 11. Mai 1908.

Digitized by Google

Menschen und Tiere in den Straßen der großen Städte, auf Verbrennungsprozesse, die in unmittelbarer Nähe des Ortes, an dem die Analyse der Luft vorgenommen wurde, stattgefunden haben; auf Anschwemmung von Erdboden unter Einfluß von momentaner Vermoderung oder auf Mangel an lokaler Ventilation während des Nebels.

K. Abe, Über die Dichte der Schneedecke[1]. Am 12. Februar 1907 lag in der Umgebung des Meteorologischen Observatoriums zu Sapporo auf Hokkaido eine Schneedecke von 70 cm Tiefe; der Verfasser nahm einige Schneeproben von je 10 cm Tiefe, indem er bei 5 cm Tiefe begann und bis 65 cm fortschritt, und ermittelte die Dichte des Schnees, indem er das Gewicht desselben mittels einer gewöhnlichen Wage bestimmte. Die folgende Tabelle enthält das Mittel aus drei Beobachtungen, die an drei verschiedenen nicht weit voneinander gelegenen Stellen vorgenommen wurden:

Tiefe	5	15	25	35	45	55	65 cm
Dichte	0.188	0.236	0.250	0.290	0.346	0.349	0.349

Es scheint, daß die Schneedichte der dem Erdboden zunächst gelegenen Schichten fast konstant ist. Wie der Referent dieser Abhandlung in dieser Zeitschrift[2]) bereits dargetan hat, nimmt Herr Abe zur Berechnung der Wärmeleitungsfähigkeit des Schnees an, daß die Dichte des Schnees proportional der Tiefe zunimmt und erhält so folgende Gleichung: $\varrho = 0.1695 + 0.0037\,z$, worin ϱ die Dichte und z die Tiefe bedeuten. Folgende Tabelle enthält die berechneten wie beobachteten Schneedichten für die verschiedenen Tiefen:

Tiefe	5	15	25	35	45	55 cm
Berechnete Dichte . .	0.188	0.236	0.250	0.290	0.346	0.349
Beobachtete „ . .	0.188	0.229	0.262	0.299	0.336	0.410
Differenz	0.000	0.007	— 0.012	— 0.009	0.010	0.061

Diese Beziehung stimmt nahezu vollständig für die oberen Schichten des angehäuften Schnees; in den tieferen Schichten scheint die logarithmische Beziehung eher sicherere Werte zu geben.

Bezeichnet p den Druck der Schneedecke in der Tiefe z von der Oberfläche des angehäuften Schnees aus, so setzt Abe $\varrho\,dz = dp$. Nimmt man weiter an, daß die Dichte des Schnees proportional der Drucke der darüber lagernden Schneeschicht ist, so ist $\varrho = a + kp$, worin a und k Konstanten sind. Eliminiert man aus beiden Gleichungen p, so wird $dz = \frac{1}{k}\frac{d\varrho}{\varrho}$ oder integriert

$$\int_0^z dz = \frac{1}{k}\int_{\varrho_0}^{\varrho}\frac{d\varrho}{\varrho}.$$

Ist ϱ_0 die Schneedichte an der Erdoberfläche, so ist

$$z = \frac{1}{k}(\lg\varrho - \lg\varrho_0) \quad \text{oder} \quad \lg\varrho = \lg\varrho_0 + kz.$$

Bestimmt man die Konstanten, so erhält man

$$\lg\varrho = \lg 0.1854 + 0.005\,45\,z.$$

Folgende Tabelle enthält die berechneten Werte von ϱ und die Differenzen der beobachteten und berechneten:

Tiefe	5	15	25	35	45	55 cm
Beobachtet	0.188	0.236	0.250	0.290	0.346	0.349
Berechnet	0.197	0.224	0.254	0.288	0.326	0.369
Unterschied	— 0.009	0.012	— 0.004	0.002	0.020	— 0.020

T. Okada.

Monatsmittel der Intensität der Sonnenstrahlung zu Montpellier, 1883 bis 1900. Dem Bulletin Météorologique du Département de l'Hérault Année 1900 entnehmen wir nachträglich die Zusammenstellung der einzelnen Monatsmittel der um Mittag gemessenen

[1]) Aus dem Journal of met. Society of Japan 1907, April. Der Autor starb im Vorjahre (1907), erst 30 Jahre alt. Er war Direktor der Station Sapporo.

[2]) Meteorol. Zeitschr. 1906, S. 556.

Digitized by Google

Intensitäten der Sonnenstrahlung, die längste Reihe, welche dafür existiert. Die Messungen sind angestellt worden mit einem Aktinometer Crova kurz vor Mittag an allen Tagen, wo die Sonne um diese Zeit von Wolken frei war. Beobachter waren Crova, Houdaille und zuletzt L. J. Eon.

Mittlere Intensität der Sonnenstrahlung zu Montpellier um Mittag.

Kleine Kalorien pro Quadratcentimeter und Minute.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.[1])	Meteorol. Jahr
1883	1.07	1.11	1.15	1.29	1.21	1.02	1.14	1.18	1.19	1.19	1.21	1.01	1.145
1884	0.97	0.93	1.04	1.20	1.13	1.15	1.11	0.90	1.05	0.96	0.87	0.91	1.025
1885	0.85	1.11	1.04	0.96	1.03	1.09	1.10	0.85	0.85	0.86	0.97	0.83	0.963
1886	1.05	0.98	1.06	1.13	1.15	1.06	1.07	1.00	0.93	0.92	1.15	1.00	1.040
1887	1.27	1.31	1.17	1.23	1.35	1.07	1.04	1.01	1.17	1.11	1.11	1.10	1.160
1888	1.12	1.15	1.15	1.30	1.16	1.15	1.06	1.10	1.10	1.05	1.03	1.09	1.120
1889	1.01	0.98	1.20	1.21	1.12	—	1.04	1.15	—	—	1.08	0.95	1.082
1890	1.06	1.05	1.11	1.06	1.07	1.14	1.16	1.12	1.14	1.05	1.00	1.05	1.084
1891	0.94	0.95	0.93	1.10	1.09	1.09	1.19	1.13	1.06	1.07	0.94	0.82	1.026
1892	1.01	1.10	1.07	1.04	1.03	1.14	1.16	—	1.14	1.04	1.05	1.03	1.074
1893	1.01	1.07	1.16	1.15	1.27	1.22	1.16	1.18	1.20	1.17	1.16	1.02	1.147
1894	1.07	1.13	1.16	1.19	1.03	1.14	1.19	1.19	1.07	1.12	1.08	1.05	1.118
1895	1.12	1.15	1.20	1.13	1.13	1.22	1.14	1.19	1.30	1.20	1.02	1.02	1.152
1896	0.96	1.09	1.12	1.15	1.16	1.17	1.15	1.18	1.17	1.09	1.01	1.03	1.106
1897	1.13	1.06	1.16	1.16	1.24	1.18	1.14	1.22	1.21	1.23	0.98	1.06	1.147
1898	1.10	1.18	1.17	1.18	1.14	1.18	1.16	1.21	1.25	1.14	1.13	1.02	1.155
1899	1.12	1.12	1.13	1.31	1.12	1.18	1.19	1.03	1.12	1.03	1.08	1.02	1.120
1900	1.06	1.09	1.18	1.12	1.11	1.11	1.12	1.34	1.14	1.22	1.11	1.12	1.143
Mittel	1.05	1.09	1.12	1.16	1.14	1.14	1.13	1.12	1.12	1.08	1.05	1.01	1.057

Dicke der atmosphärischen Schichten um Mittag.

d . . .	2.38	1.78	1.43	1.20	1.10	1.06	1.08	1.15	1.34	1.61	2.13	2.55	—

Mit d und dem Transmissionskoeffizienten $q = 0.60$ berechnet.

J . . .	0.60	0.80	0.94	1.04	1.11	1.15	1.11	1.08	0.98	0.85	0.65	0.54	—

Mittleres beobachtetes Maximum.

J . . .	1.18	1.23	1.26	1.28	1.27	1.33	1.30	1.32	1.27	1.23	1.16	1.15	—

Absolutes Maximum.

J . . .	1.36	1.38	1.36	1.43	1.54	1.46	1.42	1.60	1.43	1.37	1.36	1.26	1.60

Mittlere Dauer des Sonnenscheins in Stunden.

1883/1900	109	140	184	193	231	241	280	279	212	158	101	98	—

Mögliche Dauer des Sonnenscheins.

	282	290	360	391	423.5	452	450	420	375	332	289	270	—

Mittlere Temperatur[2]) 1873 bis 1900 (in 2 m über dem Boden).

	6.1	7.7	10.0	13.3	16.9	20.8	23.7	23.3	20.1	15.1	14.5	6.5	14.5

Tägliche Amplitude.

	10.0	11.3	11.9	12.0	13.1	14.0	14.6	14.7	13.4	11.2	9.8	9.8	12.2

Jahressummen der Sonnenscheindauer und Jahresmittel der Intensität der Sonnenstrahlung.

Jahr	Sonnenschein	Intensität	Jahr	Sonnenschein	Intensität	Jahr	Sonnenschein	Intensität
1883	2428	1.145	1889	2174	1.082	1895	2296	1.152
1884	2107	1.025	1890	2360	1.084	1896	2178	1.106
1885	2156	0.963	1891	2106	1.026	1897	2044	1.147
1886	2387	1.040	1892	2272	1.074	1898	2244	1.155
1887	2346	1.160	1893	2223	1.147	1899	2410	1.120
1888	2291	1.120	1894	2366	1.118	1900	2168	1.043
						Mittel	2253	1.057

Die isotherme Schichte unserer Atmosphäre[3]). Während der letzten drei Jahre wurden von A. Lawrence Rotch 77 Ballons-sondes von St. Louis in den Vereinigten Staaten (38° nördl. Br.) hochgelassen, und die meisten derselben überstiegen die Höhe von 13 100 m und drangen so ein in die große Inversionsfläche unserer Atmosphäre. Im Sommer

[1]) Dezember des Vorjahres.
[2]) Mittel der täglichen Extreme.
[3]) Aus Nature, 7. Mai 1908.

Digitized by Google

wurde dieselbe etwas tiefer liegend gefunden; auffallend sind in der letzten Herbstperiode folgende gut ausgesprochene Inversionen. 8. Oktober: Das Minimum der Temperatur von — 68° C trat in 14 500 m ein, während in der Maximalhöhe von 16 500 m die Temperatur bloß — 58° C betrug. 10. Oktober: Das Minimum der Temperatur — 62° C in 12 100 m, während in 12 860 m Höhe — 56° C registriert wurden; es zeigt sich somit innerhalb dieser zwei Tage ein Sinken der isothermen Zone um fast 2400 m. Die Expedition, welche von Lawrence Rotch gemeinsam mit Teisserenc de Bort ausgesandt wurde, um mittels der Jacht Otaria die Atmosphäre über dem tropischen Teil des Atlantischen Ozeans während des Sommers 1906 zu studieren, ließ eine große Anzahl Ballons-sondes sowohl nördlich wie südlich vom Äquator innerhalb der Tropenzone aufsteigen und obgleich einige dieser Ballons fast die Höhe von 15 200 m erreichten, zeigten sie nicht die geringste Spur einer isothermen Zone. In der Tat wurde die paradoxe Tatsache bestätigt, daß in ungefähr 13 km über dem thermischen Äquator es im Sommer kälter ist, als im Winter in derselben Höhe in den nördlichen gemäßigten Regionen. Dies folgt aus der viel stärkeren Temperaturabnahme in den Tropen und der Abwesenheit der zahlreichen zeitlichen Inversionen, welche in unseren Gegenden bis 3000 m gewöhnlich auftreten. Wenn daher, wie es wahrscheinlich erscheint, die isotherme, relativ warme Zone in den tropischen und äquatorialen Gegenden existiert, so muß sie in einer Höhe liegen, die 15 km übersteigt, von welcher Höhe sie, wie die gegebenen Werte zeigen, allmählich gegen die Pole hin, wenigstens auf der Nordhemisphäre, sich senkt.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Dawson (Jukon Territory) im Jahre 1905. 64° 4′ NBr., 139° 20′ WL., 366 m.

	Luftdruck			Temperatur									
							Mittleres			Absolutes		Bewölkung	Niederschlag
	Mittel	Max.	Min.	8a	4p	8p	Max.	Min.	Mittel[1])	Max.	Min.		
Januar	740.4	752.1	720.8	- 31.1	- 30.1	- 30.1	- 27.7	- 34.4	- 30.8	- 14.7	- 45.8	3.3	6
Februar	29.5	46.2	15.2	- 22.5	- 18.3	- 20.3	- 17.2	- 24.5	- 21.1	- 4.1	- 41.3	4.4	33
März	27.2	46.5	14.2	- 14.3	- 7.1	- 9.9	- 6.0	- 16.6	- 11.7	5.3	- 27.6	4.2	10
April	28.2	45.0	11.4	- 1.8	6.2	3.6	7.2	- 5.7	0.8	11.6	- 12.9	3.2	24
Mai	27.7	36.8	15.8	8.6	13.8	11.8	15.3	3.7	9.8	25.8	- 3.6	4.1	25
Juni	29.2	39.9	22.9	13.3	18.4	17.0	29.8	0.3	15.1	29.8	0.3	4.4	6
Juli	31.8	41.4	22.9	13.3	20.0	17.1	21.6	8.7	15.2	28.7	1.7	4.6	49
August	27.2	36.6	18.8	10.5	17.7	14.3	19.1	6.8	12.7	26.7	- 3.1	5.3	64
September	25.7	35.1	15.2	2.2	5.5	4.0	7.6	0.7	3.6	14.7	- 7.3	5.7	89
Oktober	31.2	52.3	18.3	- 5.8	- 2.8	- 4.6	- 1.0	- 7.5	- 4.7	9.2	- 19.3	7.1	47
November	25.2	53.9	08.4	- 12.7	- 11.4	- 12.1	- 9.0	- 15.1	- 12.2	7.8	- 29.0	6.5	6
Dezember	24.1	40.6	08.1	- 23.4	- 23.2	- 23.2	- 20.7	- 26.6	- 23.5	- 8.9	- 40.8	6.8	31
Jahr	728.9	753.9	708.1	- 5.3	- 0.9	- 2.7	1.5	- 9.2	- 3.9	- 29.8	- 45.8	4.9	390

	Niederschlagstage	Tage		Stündliche Windgeschwindigkeit[2])	Häufigkeit der Winde								
		Heiter	Bewölkt		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
Januar	3	19	0	3.1	1	0	3	3	29	1	1	0	22
Februar	5	12	4	3.4	9	1	3	3	11	3	4	2	18
März	2	15	5	4.1	22	1	2	0	5	3	6	5	18
April	4	17	0	3.9	21	3	4	4	7	3	1	2	11
Mai	4	14	1	4.7	10	5	6	3	9	6	2	9	8
Juni	1	12	2	4.1	19	2	2	2	7	5	5	3	11
Juli	7	10	5	4.0	14	3	1	2	9	1	9	3	16
August	9	8	3	5.1	17	5	6	2	8	7	4	3	8
September	15	2	11	5.3	26	4	2	0	6	7	4	2	1
Oktober	14	5	17	3.5	10	1	1	7	7	6	4	17	9
November	5	5	10	3.3	4	0	2	11	22	1	2	4	14
Dezember	9	4	12	3.9	31	0	0	3	10	0	2	2	14
Jahr	78	123	70	4.0	184	25	32	40	130	43	44	52	150

Beziehungen zwischen Regenfall und Meerestemperatur an der Togoküste[3]). Im Jahre 1907 wurden an 21 Stationen (gegen 19 im Vorjahre) mehr oder weniger vollständige Regenbeobachtungen angestellt.

Auffällig war der das vieljährige Mittel ganz bedeutend überschreitende Regenreichtum der unmittelbaren Küstengebiete von Togo in der Berichtsperiode. Es fielen an den Küsten-

[1]) 8,8, Max., Min.
[2]) Engl. Meilen.
[3]) Mitteilungen aus den Deutschen Schutzgebieten. II. Heft, 1908.

Digitized by Google

stationen um 300 bis 600 mm mehr, als in normalen Jahren; so wurden in Lome 906 mm (normal 624 mm), in Kpeme 1137 mm (632 mm), in Sebe 1413 mm (814 mm) gemessen.

Diese abnormen Verhältnisse werden im wesentlichen dadurch hervorgerufen, daß die Monate April, Juni und Juli außergewöhnlich starke Niederschläge brachten.

	Lome		Kpeme		Sebe	
	1907 mm	normal mm	1907 mm	normal mm	1907 mm	normal mm
April	152	104	254	66	370	110
Mai	138	152	129	171	149	188
Juni	370	143	517	129	550	201
Juli	92	30	142	61	195	45

Dieser abnorme Regenreichtum blieb aber im wesentlichen auf die unmittelbaren Küstengebiete beschränkt. Schon an den küstennahen Stationen war der Regenfall gegen 1906, das ungefähr ein Normaljahr war, nicht mehr so stark, so z. B. in

	1907	1906
Noëpe	1155 mm	804 mm
Tokpli	948 „	822 „
Solo	1061 „	896 „

In Ho war er schon um rund 110 mm geringer als im Jahre 1906 (1084 mm gegen 1193 mm), während im Norden der Regenausfall 150 bis 400 mm weniger als 1906 betrug, so in Kete-Kratschi 891 mm gegen 1294 mm, in Sokode 1195 mm gegen 1349 mm, in Basari 986 mm gegen 1361 mm, in Mangu 916 mm gegen 1244 mm. Nur in Atakpame war der Regenfall, ähnlich wie an der Küste, reichlicher (1346 mm gegen 1200 mm im Jahre 1906).

Vom Standpunkte der Theorie, daß die bekannte, auf die Küstenregion von Togo beschränkte ausgesprochene Trockenzeit um den Monat August herum mit dem Auftreten von abnorm kaltem Küstenwasser zusammenhängt, hat ein Vergleich der in den Jahren 1906 und 1907 erfolgten diesbezüglichen Beobachtungen ein besonderes Interesse.

Die gegen 7ª am Brückenkopf in Lome vorgenommenen Messungen der Meerestemperatur ergaben folgende Resultate in Graden:

		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Mittlere Temperatur	1907 . .	27.6	27.1	27.4	27.3	28.3	27.5	25.3	20.4	22.2	25.6	27.4	27.7	26.6
	1906 . .	26.4	26.3	28.2	27.6	27.3	25.0	22.7	21.8	23.7	24.6	26.7	26.9	25.6
Höchste Temperatur	1907 . .	28.0	28.0	28.8	29.0	29.5	28.4	26.7	22.0	25.0	27.0	28.5	28.5	29.5
	1906 . .	27.4	27.5	29.0	28.5	28.8	28.0	24.0	23.0	24.0	26.0	28.2	28.0	29.0
Niedrigste Temperatur	1907 . .	26.5	26.0	26.0	26.5	27.0	26.0	21.6	18.5	19.6	24.0	27.0	26.8	18.5
	1906 . .	22.8	25.4	27.2	25.1	25.0	21.0	21.0	20.0	22.5	23.0	26.0	26.0	20.0

Bemerkenswert ist die ganz plötzliche Erniedrigung der Meerestemperatur, die am 31. Juli 1907 mit 21.6° eintrat; am Tage vorher waren noch 26.0° gemessen worden. Die Temperatur schwankte dann im August zwischen 22.0 und 18.5° (dieses Minimum am 24. August), um sich bis zum 12. September bei etwa 20° zu halten und dann vom 18. an rasch sich auf 24 bis 25° zu heben. Am 22. Oktober wurden zum ersten Male wieder 27° erreicht.

Im Jahre 1906 war der Temperaturumschlag des Meerwassers nicht so rapid, er vollzog sich bereits vom 15. bis 21. Juni schrittweise von 28 auf 21°, die niedrigste Temperatur wurde ebenfalls am 24. August mit 20° gemessen und die Temperatur 27° wurde am 15. November zum ersten Male wieder erreicht.

	Meerestemperatur		Regenmenge und Regentage mit mehr als 1 mm (in Klammern)					
			Lome		Kpeme		Sebe	
	1907 °	1906 °	1907 mm	1906 mm	1907 mm	1906 mm	1907 mm	1906 mm
Juni	27.5	25.0	370 (15)	39 (6)	517 (14)	84 (6)	550 (17)	88 (5)
Juli	25.3	22.7	92 (7)	11 (6)	142 (8)	28 (4)	195 (9)	31 (3)
August . . .	20.4	21.8	0 (0)	17 (3)	0 (0)	4 (2)	0 (0)	27 (3)
September . .	22.2	23.7	41 (8)	5 (2)	16 (3)	2 (1)	19 (4)	10 (1)
Oktober . . .	25.6	24.6	29 (5)	32 (3)	26 (5)	47 (3)	39 (6)	60 (5)

Vergleicht man mit diesen Temperaturverhältnissen der beiden Jahre die entsprechenden Niederschlagshöhen der betreffenden Monate der Küstenstationen, so ergibt sich, daß im Jahre 1907 einer um etwa 2.5° höheren Meerestemperatur gegen das Vorjahr ein sehr bedeutender Überschuß des Regenfalles im Juni und Juli entsprach, während umgekehrt

Digitized by Google

eine um etwa 1.5° niedrigere Meerestemperatur im August 1907 von einer noch ausgesprocheneren Trockenzeit in diesem Monat als in dem gleichen Monat des Vorjahres begleitet war, während freilich umgekehrt im September 1907 bei gleichen Temperaturgegensätzen gegen denselben Monat des Vorjahres der Regenfall doch reichlicher war, als der im September 1906.

Der Parallelismus beider Erscheinungen, hohe Meerestemperatur und großer Regenreichtum der Küstenstationen, niedrige Temperatur und stark ausgeprägte Trockenzeit ist in der kritischen Periode der beiden Jahre allerdings teilweise so auffallend, daß der Zusammenhang beider Erscheinungen als erwiesen angesehen werden könnte, wenn nicht der September 1907 etwas dagegen spräche. Jedenfalls wird es sehr erwünscht sein, die Meerestemperaturmessungen in Lome noch über eine längere Reihe von Jahren mit möglichster Pünktlichkeit und Genauigkeit fortzusetzen, um noch weitere Unterlagen für die Prüfung dieser Verhältnisse zu erlangen. Sollten sich für die Folge die Erfahrungen des Jahres 1907 bestätigen, so könnten mit Hilfe der Meerestemperaturmessungen in Lome allgemeine Regenprognosen für das Küstengebiet abgeleitet werden. Fortgesetzt beobachtete hohe Temperaturen des Meerwassers im Juni und Juli (bei 27 bzw. 25° liegend) würden für diese Region ausgiebige Niederschläge in diesen Monaten, besonders kühle Temperaturen im August (bei 20° liegend), aber eine sehr ausgesprochene Trockenzeit im August erwarten lassen. Der Zukunft muß es vorbehalten bleiben, zu beurteilen, ob die Basis für eine solche Prognose tatsächlich begründet ist.

Meteorologische Beobachtungen in China. Wir entnehmen den „Annales du Bureau Central Mét. de France“ die nachfolgenden Beobachtungsergebnisse aus dem Innern der Provinz Yünnan in den Jahren 1903 und 1904. Beobachter waren die Ärzte Dr. Delay und Airand. Die Lage der Station ist auf den mir momentan zugänglichen Karten nicht zu finden. Die Länge ist mit 100° 32′ E angegeben, jedenfalls E von Paris, somit 98° 12′ E v. Gr., der mittlere Barometerstand war 1904 10^a 608.43, 4^p 605.87, Mittel 607.15 mm. — Sehr große tägliche Amplituden, im Jahresmittel 2.6 mm (bei Tage).

Das französische Meteorol. Jahrbuch ist sehr reich an Beobachtungsergebnissen exotischer Stationen.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Yünnan-Sen (China), 25° 6′ NBr, 98° 12′ E v. Gr., 1980 m.

	Temperatur					Relative Feuchtigkeit	Bewölkung		Niederschlags-	
			Mittleres							
1903	10^a	4^p	Max.	Min.	Mittel		10^a	4^p	Menge	Tage
Januar . . .	9.6	13.0	14.6	2.3	8.4	46	3.8	4.3	19	6
Februar . .	12.9	15.2	18.0	4.3	11.1	49	5.6	4.7	48	10
März . . .	18.6	21.0	23.9	7.1	15.5	28	1.8	2.8	11	4
April . . .	23.1	25.6	28.6	11.4	20.0	35	2.2	2.4	1	2
Mai	24.1	26.7	29.7	14.9	22.3	53	4.3	4.8	23	9
Juni	23.6	25.3	28.4	16.9	22.6	65	7.6	6.8	103	13
Juli	23.7	25.8	28.3	18.0	23.1	67	5.9	4.8	152	14
August . .	21.5	23.8	26.5	16.2	21.3	74	6.4	5.5	311	26
September .	19.5	21.6	23.6	14.4	19.0	81	6.1	5.9	236	15
Oktober . .	18.3	20.7	22.9	13.1	18.0	77	6.0	4.9	83	16
November .	13.4	15.7	18.2	7.8	13.0	70	4.9	4.3	32	10
Dezember .	9.7	14.3	15.6	2.5	9.0	58	3.9	3.0	2	3
Jahr	18.0	20.7	23.2	10.7	16.9	59	4.8	4.5	1021	128
1904										
Januar . . .	9.3	14.8	15.2	3.8	9.5	52	3.6	1.7	11	2
Februar . .	9.9	14.8	15.6	4.0	9.8	54	4.7	4.6	18	5
März . . .	15.4	20.0	20.8	8.7	14.7	42	3.2	3.5	21	8
April . . .	19.2	22.6	23.8	12.0	17.9	50	4.9	5.5	31	12
Mai	20.8	23.6	25.3	14.7	20.0	64	6.0	5.9	127	15
Juni	20.8	22.7	24.6	16.2	20.4	75	7.2	7.6	221	23
Juli	23.0	25.0	26.6	17.6	22.1	73	4.5	5.1	220	25
August . .	22.0	23.6	25.2	16.9	21.0	72	4.8	4.3	259	22
September .	20.8	22.4	23.7	15.8	19.7	80	6.8	7.1	118	22
Oktober . .	17.5	19.9	21.0	13.2	17.1	82	7.1	6.6	74	16
November .	12.4	15.2	16.2	8.4	12.3	85	6.4	6.3	48	14
Dezember .	7.7	11.1	12.0	3.2	7.6	86	5.6	5.5	39	12
Jahr	16.6	19.6	20.8	11.2	16.0	68	5.4	5.3	1187	176

Digitized by Google

Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen am Observatorio del Ebro Tortosa. Wir verdanken Herrn Clusella S. J. die Mitteilungen der nachfolgenden Beobachtungsergebnisse. Die Instrumente wurden dreimal täglich abgelesen, um 7^a, 2^p und 9^p. Die Mittel sind aus diesen dreimaligen Aufzeichnungen abgeleitet.

	Luftdruck (red.)					Temperatur							Dampf-druck	Relat. Feuch-tigkeit	Be-wöl-kung
						Mittleres			Absolutes						
1905	Mittel	Min.	Tag	Max.	Tag	Mittel	Min.	Max.	Min.	Tag	Max.	Tag			
Januar . .	764.0	746.9	17	774.0	28	9.4	4.3	12.6	— 5.5	4	18.7	30	5.4	60	3.7
Februar .	63.4	46.8	28	71.7	4	9.9	4.1	14.5	— 1.8	25	17.7	19	4.7	55	2.6
März. . .	58.0	44.7	1	65.1	8	14.2	9.2	19.7	4.8	4	26.8	28	6.9	58	4.6
April . .	56.4	45.9	11	63.2	1	16.2	11.0	21.9	7.2	8	30.0	3	7.4	56	3.5
Mai . . .	57.6	45.9	23	65.2	3	17.5	13.1	22.6	8.5	5	28.5	13	7.9	55	4.0
Juni . . .	56.4	49.1	29	62.8	21	21.9	17.4	26.2	14.0	9	34.8	23	12.4	67	3.7
Juli . . .	58.3	52.1	1	63.0	10	26.2	20.9	31.0	17.9	9	34.0	24	15.4	62	2.3
August. .	58.1	50.2	25	64.0	12	24.9	19.9	28.1	15.9	7	31.2	18	14.4	62	3.3
September	57.7	47.7	23	63.8	1	20.5	16.0	25.0	11.9	30	32.5	4	11.3	63	3.9
Oktober .	57.9	46.0	25	66.6	27	14.9	11.0	20.1	4.0	29	26.0	5	6.7	53	2.6
November	54.9	38.2	15	65.7	23	12.0	8.0	15.6	2.0	7	22.4	12	6.5	61	4.6
Dezember	64.0	49.5	27	51.0	21	7.0	3.9	10.5	— 0.2	24	16.0	8	5.4	73	3.3
Jahr . . .	758.9	738.2	—	774.0	—	16.2	11.6	20.7	— 5.5	—	34.8	—	8.7	60.4	3.5
1906															
Januar . .	762.8	750.4	8	769.5	5	9.8	6.4	13.2	— 1.5	26	21.2	8	6.0	65	4.6
Februar .	56.1	41.6	11	68.0	1	9.7	6.6	13.4	0.8	6	18.6	26	4.2	47	4.1
März. . .	58.7	37.6	26	70.8	6	11.3	6.6	16.4	0.4	21	25.5	17	5.6	58	3.4
April . .	59.2	42.8	18	65.2	2	12.5	9.1	16.4	1.9	1	22.4	29	7.0	66	6.1
Mai . . .	56.6	46.3	17	64.0	29	18.1	12.2	22.8	7.0	2	34.2	31	8.0	54	3.7
Juni . . .	58.4	41.0	15	63.9	20	22.9	17.6	27.7	13.6	4	33.5	1	11.7	58	3.2
Juli . . .	59.0	54.0	26	63.3	14	24.4	19.1	28.9	15.9	4	36.0	23	13.1	60	3.7
August. .	59.3	53.2	14	64.4	5	26.0	21.1	30.8	17.1	22	36.5	7	15.4	63	1.9
September	59.7	54.0	15	66.4	27	21.7	17.2	26.1	12.1	30	32.0	7	12.7	65	4.7
Oktober .	57.8	40.1	31	63.0	2	17.5	13.2	21.6	7.1	17	27.0	5	11.2	74	5.0
November	59.5	43.5	1	72.1	24	13.0	8.1	17.9	4.0	30	23.0	26	6.7	61	3.3
Dezember	57.9	43.6	27	67.4	3	10.0	7.3	12.4	0.5	20	19.1	5	5.2	58	4.9
Jahr . . .	758.8	737.6	—	772.1	—	16.4	12.0	20.6	— 1.5	—	36.5	—	8.9	60.7	4.1
1907															
Januar . .	764.7	753.4	30	773.2	18	9.1	4.1	13.1	— 1.0	14	19.4	1	5.1	59	3.1
Februar .	57.9	45.7	13	66.4	27	8.9	4.7	13.3	— 1.6	6	20.3	18	5.4	52	3.1
März. . .	62.9	54.9	11	68.8	9	11.8	6.7	17.5	2.1	1	22.4	24	5.6	57	2.8
April . .	53.7	41.6	4	67.0	22	15.0	9.7	19.8	6.0	21	29.0	25	5.8	49	4.5
Mai . . .	57.1	49.0	6	64.7	2	17.0	12.1	21.8	6.2	3	29.5	30	9.0	64	5.1
Juni . . .	58.5	48.8	30	64.4	23	22.2	16.7	27.1	13.5	15	30.7	28	11.3	59	3.3
Juli . . .	58.8	50.3	1	65.0	10	23.6	18 2	28.3	14.6	8	32.2	29	12.4	58	3.4
August .	59.5	54.3	15	64.7	22	25.3	20.4	30.2	17.0	26	33.0	15	15.3	65	3.6
September	59.2	48.4	27	64.5	9	21.6	17.0	26.6	10.0	29	30.0	4	13.2	70	4.3
Oktober .	54.7	40.3	16	61.4	6	16.3	12.4	20.0	5.6	18	26.2	7	9.4	69	6.0
November	58.0	47.3	3	65.7	13	12.8	9.6	16.2	1.8	23	20.3	3	8.6	77	5.8
Dezember	58.4	44.0	27	70.0	18	12.0	8.7	15.1	3.6	31	20.6	10	7.5	72	5.7
Jahr . . .	758.6	740.3	—	773.2	—	16.3	11.7	20.8	— 1.6	—	33.0	—	9.1	63	4.2

Mittlere Häufigkeit der Winde (1905 bis 1907). Zahl der Beobachtungen: dreimal täglich.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
N	36	27	21	18	14	8	13	14	24	26	33	36	270
NE	5	5	3	4	1	2	2	3	4	4	4	3	40
E	4	2	3	4	4	4	5	3	6	3	5	2	45
SE	7	4	11	9	23	28	35	37	18	10	8	8	198
S	3	6	16	14	27	26	20	22	15	16	5	3	173
SW	2	3	8	7	6	8	2	3	2	4	3	3	51
W	3	4	4	7	3	3	4	2	5	4	5	8	52
NW	29	32	23	25	15	9	10	4	13	24	22	27	233
Kalmen . .	4	1	4	2	0	2	2	5	3	2	5	3	33

E. Lottermoser: Meteorologische Beobachtungen in Honduras. Wir erhalten seit einiger Zeit aus Tegucigalpa, der Hauptstadt von Honduras, die Monatsschrift: Revista del Archivo y de la Biblioteca Nacional, welche zuweilen auch die täglichen meteorologischen Beobachtungen bringt, aber ohne Mittelwerte. Es liegen uns solche Aufzeichnungen von

Digitized by Google

18 Monaten der Jahre 1905 und 1906 vor, leider fehlt aber der Juni ganz. Bei der Seltenheit von klimatischen Daten aus dem Innern von Honduras wollen wir diese Aufzeichnungen nicht ganz beiseite lassen. Herr Eckhart Lottermoser in Garmisch hat die Güte gehabt, die Mittelwerte aus denselben zu berechnen, die wir in einer Tabelle zusammengestellt haben, von Januar, Februar, März, August, September, Oktober, November liegen Beobachtungen von zwei Jahrgängen vor.

Resultate meteorologischer Beobachtungen am Laboratorio Central zu Tegucigalpa. 14° 8′ N, 87° 15′ W v. Gr., 920 m (Luftdruck 684 mm).

	Mittlere tägliche Extreme		Mittel	Korrektionsmittel[1])	Tägl. Ampl.	Monatsextreme		Feuchtigkeit	Bewölkung	Regen- Menge	Regen- Tage
Januar . .	27.1	12.2	19.6	18.7	14.9	31.5	10.5	93	5.5	9	14.5
Februar . .	29.6	12.8	21.2	20.3	16.8	31.3	9.6	83	2.5	5	10.0
März . . .	30.0	13.3	21.6	20.8	16.7	32.0	10.5	78	2.5	21	10.0
April . . .	31.6	16.6	24.1	23.4	15.0	32.5	15.0	71	2.5	27	9.0
Mai	32.0	18.4	25.2	24.4	13.6	37.5	16.5	71	3.0	812	27.0
Juni	(31.8)	(17.8)	24.8	24.0	14.0	(35.0)	(16.5)	(74)	(4.5)	300	(22.5)
Juli	31.6	17.3	24.4	23.6	14.3	32.6	16.5	78	6.0	56	18.0
August . .	31.2	16.6	23.9	23.1	14.6	32.0	14.7	77	5.0	75	17.0
September .	30.0	16.7	23.3	22.5	13.3	31.0	16.0	85	4.0	165	17.0
Oktober . .	28.5	16.3	22.4	21.5	12.2	30.8	14.0	83	6.0	237	22.5
November .	28.1	15.1	21.6	20.9	13.0	30.7	11.0	82	4.5	28	8.5
Dezember .	28.3	14.1	21.2	20.3	14.2	31.5	10.2	88	5.0	21	16.0
Jahr	30.0	15.6	22.8	21.9	14.4	37.5	9.6	80	4.2	(1756)	192.0

Aus einem Briefe Herrn Lottermosers teilen wir die folgenden Stellen mit.

Garmisch, am 15. Juni 1908. Beiliegend erhalten Sie die vervollständigte Tabelle von Tegucigalpa mit ergebenem Danke zurück! Leider stimmen auch die Temperaturmittel für Oktober und November 1906 mit denjenigen, welche sich aus den mittleren Extremen berechnen, schlecht überein. — In den Papieren des Hrn. Prof. Sapper, welche er mir vor seiner Abreise nach Neu-Mecklenburg freundlich zustellte, finde ich noch einen Auszug einer Veröffentlichung von G. R. Perry: „Directorio Nacional de Honduras, New York 1899", in welchem die Monatsmittel des Jahres 1897 für Tegucigalpa angeführt werden:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Mittl. Max. . .	26.1	28.9	31.1	31.7	32.2	30.0	28.9	28.9	28.9	28.3	27.8	27.2	29.2
Mittl. Min. . . .	12.2	11.1	12.8	13.3	17.2	18.3	17.8	16.7	16.1	16.1	16.1	10.0	14.8
Mittlere tägliche Schwankung	13.9	17.8	18 3	18.4	15.0	11.7	11.1	12.2	12.8	12.2	11.7	17.2	14.4
Mittel	19.2	20.0	22.0	22.5	24.7	24.2	23.4	22.8	22.5	22.2	22.0	18.6	22.0

Absolute Extreme (1892/97): 36°.1° und 5.6° (vgl. Mai 1905).

Der Jahresdurchschnitt des Regenfalls soll 122 cm betragen (1892/97).

Das wäre weniger, als auf pazifischer Seite in ungefähr gleicher Höhe fällt. Santa Tecla, westlich von San Salvador, 915 m über dem Meeresspiegel, hat nach 8jährigen Messungen einen Jahresdurchschnitt von 176 cm (Meteorolog. Zeitschr. 1896, S. 197).

Vielleicht sind diese Angaben doch von einigem Interesse!

M. Sorre: Über die Verteilung der Gewitter im Département l'Hérault. Wir entnehmen einer kleinen Abhandlung unter obigem Titel im Bull. Météorologique du Dép. de l'Hérault, Année 1906 (Montpellier 1907), die folgenden Ergebnisse:

Jahresperiode der Gewitter 1875 bis 1906.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Mittlere Zahl der Gewitter.											
0.3	0.9	1.6	3.4	5.5	7.5	7.6	7.15	4.6	2.55	1.25	0.65

Winter 1.85 Frühling 10.5 Sommer 22.25 Herbst 8.4 Jahr 42.5

[1]) Nach Guatemala und Chimax.

Digitized by Google

Das ist wohl die Zahl der Einzelgewitter, nicht der Gewittertage.

Die jahreszeitliche Verteilung der Gewitter weicht erheblich ab von jener der Regenmenge.

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	
Gewitter	4.3	24.4	51.7	19.5	Proz.
Regenmenge	27	23	15	35	„

Das Maximum der Hagelhäufigkeit fällt auch nicht zusammen mit jenem der Gewitter. Das Maximum der Hagelfälle tritt schon im Mai ein, das Maximum der Blitzschläge dagegen im August [1]).

Die Sommergewitter sind hauptsächlich lokale Wärmegewitter.

Ein zweiter Teil der Abhandlung von Sorre beschäftigt sich mit der geographischen Verteilung der Gewitter und ist mit einer Karte versehen. Die kleinste Zahl der Gewitter, zehn und weniger, hat die Küstenebene in den Umgebungen von Cette und Montpellier und die südliche Partie der niedrigen Hügel zwischen l'Hérault und dem Meere. Die Maximumzone mit 18 bis 20 Gewittern im Jahre haben das mittlere Tal des l'Hérault und wahrscheinlich auch die südlichen Hänge von Minervois. Dazwischen liegt eine Zone von 10 bis 15 Gewittern im Jahre.

Kugelblitz. Einen ungewöhnlichen Kugelblitz beschreibt Herr Isidore Bay aus Saint-Georges-de-Reneins (Département Rhône) in folgender Notiz: Am 26. Mai 1907, um 11 Uhr abends, folgten sich drei heftige Donnerschläge in etwa einer Sekunde Intervall. Wir sahen hierauf eine glühende Kugel von leicht rosaweißer Farbe von etwa 0.15 m Durchmesser unbeweglich an der Mauer eines Zimmers verharren, scheinbar angehängt an den Leitungsdraht der elektrischen Klingel, 0.50 m über dem Knopf. Die Kugel blieb daselbst etwa 5 Minuten, dann verschwand sie, indem sie in der Mauer ein Loch von 1 cm Durchmesser machte. Man hörte eine Explosion in einem anderen Zimmer des Hauses, das mit dem ersteren durch die elektrische Klingel verbunden war. In diesem zweiten Zimmer wurde eine brennende Petroleumlampe ausgelöscht. Der Blitz ging von da in die Klosetts, wobei er in der Mauer ein Loch machte und erreichte den Boden durch die Wasserleitung. Ein starker Geruch nach Ozon verbreitete sich in diesem Zimmer. Der Blitz war in das Haus getreten durch die Stange der Windfahne und hatte die Leitung der Klingel erreicht, indem er eine Mauer durchbohrte. Die Explosion in dem zweiten Zimmer fand statt, ohne daß ein neuer Donnerschlag außen gehört wurde [2]).

Dr. H. Mann: Über das Hochwasser vom August/September 1813, seine Ursache und sein Verlauf. Jahrbuch für Gewässerkunde, Bd. I, Berlin 1906. Über diese sehr interessante Abhandlung entnehmen wir der Naturwissenschaftlichen Rundschau vom 23. April 1908 folgende Anzeige. Die gewaltigen Regengüsse, welche in Schlesien am 24. August 1813 einsetzten und jenes verheerende Hochwasser bewirkten, das unter anderen als „Alliierter der Schlacht an der Katzbach" berühmt geworden ist, forderten schon wegen ihrer weltgeschichtlichen Bedeutung zu dem zweifellos kühnen Versuche heraus, die meteorologischen Ursachen und die Wirkungen dieser Wetterkatastrophe zu untersuchen. Die Darstellung der Witterungsvorgänge muß als überraschend gut gelungen bezeichnet werden. Sie war allerdings nur unter Aufwendung großer Mühe und Kosten möglich, denn sehr wenige Aufzeichnungen lagen gedruckt vor. Die überwiegende Menge des Materials ruht handschriftlich in den Archiven der Sternwarten und Institute und konnte teilweise nur bei persönlichem Besuche nutzbar gemacht werden. Es ist schon an sich lehrreich, nachzulesen, wie und wo der Verfasser seine Daten zusammengesucht hat. Die nächste Schwierigkeit war, die Beobachtungen synoptisch darzustellen; es gelang Wetterkarten zu zeichnen, und diese sind für je drei Tagestermine in der Zeit vom 21. bis 29. August der Arbeit beigegeben. Daraus ließen sich die Bahnen der Depressionen festlegen. Der Verfasser konnte nachweisen, daß ein Tiefdruckgebiet von W oder NW her in östlicher Richtung sich fortbewegt und in Schlesien seine Vereinigung mit einer östlichen Depression vollzogen hat, die unzweifelhaft oberitalischer Herkunft war und alle charakteristischen Eigenschaften der

[1]) Vieillot, Bull. Mét. Hérault 1900, B. 19.
[2]) Naturwissenschaftliche Rundschau, 11. Juni 1908; nach Compt. rend. 1908, t. 146, p. 554.

Digitized by Google

sogenannten Zugstraße V b aufwies. Ausführlich sind natürlich die Begleiterscheinungen der Depression, vor allem die Niederschläge und der Temperatursturz besprochen. Nach Ansicht des Verfassers hat der Stillstand des Minimums auf dem Wege von der ungarischen Tiefebene nach den Ostseeländern zu lange andauernden und — da der Stillstand gerade an den Scheidegebirgen zwischen den baltischen und den Donauländern stattfand — besonders heftigen Niederschlägen geführt. Die Darstellung der Hochwassererscheinungen stieß gleichfalls auf große Schwierigkeiten, da die Berichte meist nur die Schäden, selten den Verlauf betreffen. Am ausgiebigsten waren natürlich die Nachrichten aus dem Odergebiete. Auf die 41 Seiten umfassende, vielfach mit lebhaften Schilderungen durchsetzte Erörterung des Hochwasserverlaufes kann hier nicht eingegangen werden.

Meteorologische Beobachtungen, angestellt in der Republik Guatemala. Im Anschluß an die Veröffentlichung der Meteorolog. Zeitschr. 1908, S. 178 hat der Unterzeichnete in Vertretung für Herrn Prof. Dr. Sapper, Tübingen, die Ergebnisse der inzwischen aus Guatemala eingelaufenen Beobachtungen zusammengestellt. Auch diesmal zeigen die Aufzeichnungen von Chimax die bereits bemerkte Lückenhaftigkeit. Auf die Berechnung der mittleren Temperaturextreme wurde deshalb verzichtet: Es fehlen die Minima von Mitte August bis Anfang November. Absolute Extreme waren: 3.3° am 4. April und 29.0° am 10. Mai. — Von Chimalhá liegt nunmehr ein Jahrgang sorgfältiger Temperaturterminbeobachtungen vor. Seit Januar 1907 werden dort auch die täglichen absoluten Extreme verzeichnet. Absolutes Minimum Januar bis April 1907: 8.2° am 4. April (vgl. Chimax). Das Jahr 1907 war im allgemeinen regenarm.

Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen in der Republik Guatemala.

I. Alta Verapaz. Chimax bei Coban, 1306 m über dem Meeresspiegel.
Beobachter: H. Schilling. 1907.

	Temperatur				Bewölkung			Regenfall (mm)				Anzahl der Regentage	Max. in 24 Stdn.
1907	6h	12h	6h	Mittel 1/3(6+12+6)	6h	12h	6h	6h	12h	6h	Summe		
Jan. . .	12.7	18.8	15.6	15.7	9.3	6.8	6.7	95.0	11.3	17.1	123.4	17	22.3
Februar	12.1	18.6	15.3	15.3	10.0	6.6	7.6	110.5	13.8	—	124.3	9	58.0
März .	11.9	21.1	16.7	16.6	9.7	6.4	6.4	3.9	1.7	21.1	26.7	6	12.3
April .	12.3	24.0	19.9	18.7	9.2	3.8	4.4	15.6	17.1	>27.7[1])	>60.4[1])	5	32.0
Mai . .	15.9	24.2	20.4	20.2	7.6	5.8	6.6	134.4	6.2	29.8	170.4	15	96.5
Juni . .	15.9	24.1	20.0	20.0	8.6	5.5	7.1	38.4[2])	—	29.3[2])	117.3	13	?
Juli . .	16.1	22.2	19.2	19.2	9.7	7.6	8.7	139 7	14.8	92.3	246.8	17	33.0
August	16.1	22.5	19.2	19.3	8.4	5.1	7.3	124.9	7.5	24.3	156.7	11	29.5
Sept. .	16.1	22.6	19.2	19.3	8.5	5.4	8.2	227.4[2])	3.2[2])	7.5[2])	248.6	20	37.0
Oktober	15.7	20.4	18.3	18.1	9.6	8.5	7.2	162.0[2])	9.4[2])	14.0	194.7	18	22.1
Nov. . .	15.0	21.1	18.0	18.0	9.7	5.9	8.3	78.9	7.2	30.1	116.2	14	22.2
Dez. . .	14.4	19.3	16.7	16.8	8.7	7.3	7.7	76.0	39.8	47.6	163.4	17	48.4
Jahr . .	14.5	21.6	18.2	18.1	9.1	6.2	7.2	1206.7[2])	132.0[2])	340.8[2])	>1748.9[1])	162	96.5 (17. Mai)

Chimalhá, 1275 m über dem Meeresspiegel. Beobachter: L. Sapper. Mai 1906 bis April 1907.

	Temperatur				Bewölkung		
	6h	12h	6h	Mittel 1/3(6+12+6)	6h	12h	6h
Januar	13.6	18.8	15.4	15.9	7.3	5.9	6.7
Februar	12.6	19.2	15.3	15.7	5.7	4.7	4.4
März	13.5	20.1	16.8	16.8	5.0	4.1	4.1
April	15.5	24.8	19.8	20.0	2.6	2.8	3.0
Mai	18.2	25.8	21.8	21.9	4.7	5.0	6.9
Juni	17.6	24.8	19.5	20.6	5.7	5.4	7.5
Juli	18.0	24.2	19.1	20.4	7.8	6.3	8.7
August	17.1	24.5	18.3	20.0	7.7	7.3	8.5
September	16.7	24.0	19.8	20.2	5.0	6.0	8.0
Oktober	16.7	22.5	19.0	19.4	6.6	6.7	8.3
November	15.4	21.2	17.1	17.9	5.8	6.5	8.1
Dezember	12.7	18.4	15.0	15.4	6.8	6.5	8.0
Jahr	15.6	22.4	18.1	18.7	5.9	5.6	6.9

[1]) Bemerkung vom 10. April: „Der Regenmesser rinnt nachts; Verlust etwa 8 mm." Hagel am 12. April zwischen 3 und 4 pm.

[2]) Juni: Abend- und Morgenmessung in zwei Fällen zusammengezogen. September: Desgleichen der Niederschlag von drei Tagen. Oktober: Desgleichen eine Morgen- und Mittagsmessung

Digitized by Google

Regenfall (mm) 1907.

	San Cristobal, 1380 m ü. M. Beob.: H. Tafel u. V. A. Narciso	Xicacao, 100 m ü. M. Beob.: M. Leipprand						Setal, 740 m ü. M. Beob.: H. Schleehauff, Ch. Kress.				
	Menge	Menge	Anzahl der Regentage	Tage mit mehr als 40 mm	Gesamtniederschlag derselben	Max. in 24 Stdn.	Gewitter	Menge	Anzahl der Regentage	Tage mit mehr als 40 mm	Gesamtniederschlag derselb.	Max. in 24 Stdn.
Januar .	61.3	251.2	23	0	—	38.3	0	242	22	0	—	39
Febr. . .	32.3	86.2	12	0	—	20.3	0	324	14	3	206	85
März . .	6.4	65.9	13	0	—	15.0	0	33	6	0	—	22
April . .	12.0	39.0	2	0	—	38.5	1	35	4	0	—	18
Mai . .	78.5	293.7	18	2	82.9	42.7	5	233	11	2	155	104
Juni . .	255.5	373.1	20	3	186.3	90.5	8	258	19	2	106	58
Juli . .	203.9	717.1	29	6	377.3	83.6	1	428	27	3	164	60
August .	186.1	635.2	26	7	370.0	90 5	13	481	25	4	215	65
Sept. . .	189.2	421.2	24	2	119.9	79.6	5	386	24	2	110	64
Oktober .	165.5	332.0	23	1	73.4	73.4	2	367	24	2	95	52
Nov. . .	36.6	133.5	15	0	—	34.1	0	290	16	1	81	81
Dez. . .	61.8	278.1	23	1	55.0	55.0	1	595	20	4	379	167
Jahr . .	1289.1	3626.2	228	22	1264.8	90.5	36	3672	212	23	1511	167
					(21. Juni u. 21. August)							(10. Dez.)

II. Pazifische Abdachung. Regenfall (mm) 1907.

	La Soledad, 1000 m (?) ü. M. Beob.: F. Stockmeyer		Las Mercedes, 1000 m ü. M. u. A. C. Steffen		El Rosario Bola de Oro, 900 m ü. M.					San Francisco Miramar, 740 m ü. M.	
	Menge	Anzahl der Regentage	Menge	Anzahl der Regentage	Menge	Anzahl der Regentage	Tage mit mehr als 40 mm	Gesamtniederschl. derselben	Max. in 24 Stdn.	Menge	Anzahl der Regentage
Jan. . .	7.6	2	50.8	1	38.1	1	0	—	38.1	25.4	1
Febr. . .	66.0	6	119.4	11	115.9	7	2	101.6	50.8	195.6	12
März . .	45.7	3	30.5	4	39.7	6	0	—	12.7	76.2	4
April . .	66.0	8	134.6	11	177.8	14	1	44.5	44.5	213.4	14
Mai . .	271.8	13	513.1	23	584.2	21	3	247.7	101.6	635.0	22
Juni . .	525.8	24	781 8	27	701.6	25	5	415.9	130.2	739.1	20
Juli . .	472.4	26	431.8	23	409.5	22	2	108.0	57.2	657.8	21
August .	373.4	20	329.0	26	489.0	26	4	260.4	69.9	271.8	16
Sept. . .	294.6	16	330.2	29	349.3	24	1	60.3	60.3	602.0	18
Okt. . .	325.1	16	657.8	28	828.6	27	7	469.9	114.3	660.4	23
Nov. . .	160.0	14	92.7	14	241.3	20	2	120.7	69.9	370.8	15
Dez. . .	48.3	7	19.1	3	50.8	7	0	—	25.4	40.6	2
Jahr . .	2656.8	155	3493.8	200	4025.9	200	27	1828.8	130.2	4488.1	168
	Tagesmaximum: 22. Aug.: 104.1 mm		Tagesmaximum: 10. Mai u. 9. Okt.: 91.4 mm						26. Juni		

Regenfall (mm) 1907.

	El Baul, 460 m ü. M.		Morelia, 980 m ü. M.					San Diego, 550 m ü. M. Beob.: Egelhaaf		
	Menge	Anzahl der Regentage	Menge	Anzahl der Regentage	Tage mit mehr als 40 mm	Gesamtniederschl. derselben	Max. in 24 Stdn.	Menge	Anzahl der Regentage	Max. in 24 Stdn.
Jan. . .	0	0	76.2	6	0	—	38.1	49	4	20
Febr. . .	63	4	184.2	17	1	44.5	44.5	70	3	39
März . .	68	3	34.9	4	0	—	25.4	45	1	45
April . .	433	9	34.9	15	0	—	12.7	53	4	30
Mai . .	720	15	446.0	22	5	285.7	69.9	587	17	98
Juni . .	780	23	785.8	23	9	603.2	101.6	670	19	85
Juli . .	511	23	627.1	25	7	400.0	63.5	232	14	42
August .	410	18	827.0	25	8	539.8	101.6	297	12	82
Sept. . .	436	21	749.3	22	6	323.9	63.5	549	17	92
Okt. . .	203	13	784.3	24	6	495.3	146.1	376	17	71
Nov. . .	314	10	236.5	12	2	152.4	101.6	242	12	102
Dez. . .	0	0	166.6	10	2	101.6	50.8	90	7	25
Jahr . .	3938	139	4953.0	205	46	2946.3	146.1 (8. Oktober)	3260	127	102 (3. Nov.)

E. Lottermoser, Garmisch.

Winde zu Catania. Wir entnehmen einer Publikation von Dr. Filippo Eredia: Sulla direzione delle correnti atmosferiche in Catania (Atti del Acad. Gioenia Ser. 4, Vol. XIX) auszugsweise einige Daten über die relative Häufigkeit der verschiedenen Windrichtungen zu Catania. In vier großen Tabellen wird außerdem die stündliche Häufigkeit der acht Hauptwindrichtungen in den vier Jahreszeiten mitgeteilt. Leider können wir auf diese recht interessanten Daten nicht weiter eingehen, sondern müssen uns begnügen, auf dieselben aufmerksam zu machen.

Digitized by Google

Catania — Windhäufigkeit in Prozenten.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
N	4.6	8.9	7.1	4.8	5.8	4.4	2.2	2.8	4.2	7.2	7.1	7.6
NE	6.8	13.3	16.1	20.2	16.2	12.9	11.3	7.9	8.7	11.7	9.0	8.3
E	6.3	10.1	12.8	12.5	17.8	18.8	16.3	14.1	14.3	10.1	8.5	7.2
SE	1.6	3.1	4.4	7.3	7.6	6.9	8.1	10.1	5.1	2.3	1.0	2.2
S	2.3	1.4	3.7	1 2	1.2	1.8	0.5	0.5	1.2	2.6	2.0	2.3
SW	13.1	9.8	9.8	5.7	4.8	5.2	2.6	2.7	5.2	3.8	4.7	7.5
W	24.2	19.5	18.1	13.4	9.3	4.3	4.4	4.1	8.0	8.5	11.4	23.3
NW	9.6	11.9	9.6	8.8	7.3	3.0	3.5	4.6	7.4	7.5	5.1	12.7
Kalmen	31.5	22.0	18.4	26.1	30.0	42.7	51.1	53.2	45.9	46.3	51.2	28.9
N:S	2	3	3	3	2	2	1	1	2	3	3	2
W:E	4	2	1	1	1	1	1	1	1	1	2	3

J. H.

Meteorologische Beobachtungen zu Rikitea, Insel Mangarewa, Gruppe der niedrigen Inseln im Großen Ozean. Wir teilen nachstehend die sehr interessanten Beobachtungsergebnisse auf einer kleinen niedrigen Insel mitten im Großen Ozean mit, nach den Annales du Bureau Central Mét. 1903 und dem Annuaire der französischen meteorologischen Gesellschaft.

Die geogr. Länge der Insel ist in den zitierten Quellen angegeben zu 137° 18′ WL von Paris wohl jedenfalls, also 134° 58′ W v. Gr. Johnston Index Geogr. gibt Manga Reva oder Gambièr In. niedrige Inseln zu 23° 15′ SBr., 134° 45′ WL.

Von besonderem Interesse ist der tägliche Gang des Barometers auf dieser niedrigen Insel mitten im Ozean. Die Annales geben für 1903 die Stundenmittel der Monate an, wir haben danach Mittel für die Solstitien und Äquinoktien gebildet und lassen sie nachstehend folgen:

Täglicher Gang des Luftdruckes auf der Insel Mangarewa.

Vormittag	Nov./Febr.	Mai/Aug.	März, April Sept., Okt.	Nachmittag	Nov./Febr.	Mai/Aug.	März, April Sept., Okt.
Mtn.	1.12	1.08	1.20	Mtg.	0.20	— 0.08	0.10
1	— 0.60	0.09	— 0.12	1	— 0.96	— 2.13	— 1.24
2	— 1.70	— 0.87	— 1.26	2	— 2.15	— 3.43	— 2.76
3	— 2.27	— 1.74	— 2.14	3	— 2.97	— 3.74	— 3.57
4	— 1.97	— 1.98	— 2.22	4	— 3.46	— 3.34	— 3.59
5	— 0.89	— 1.35	— 1.40	5	— 2.97	— 2.30	— 2.76
6	0.73	— 0.11	0.10	6	— 1.63	— 0.94	— 1.35
7	1.94	1.36	1.60	7	0.03	0.43	0.20
8	2.36	2.74	2.51	8	1.38	1.49	1.57
9	2.46	3.54	3.21	9	2.55	2.01	2.52
10	2.15	3.39	2.87	10	3.03	2.08	2.60
11	1.37	1.96	1.74	11	2.46	1.86	2.15

Rikitea, Insel Mangarewa, Archipel Gambièr. 23° 7′ SBr., 139° 58′ W v. Gr., 3 m.

Luftdruck 700 mm +, in 3 m ohne Schwerekorrektionen.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1902	—	—	—	—	—	—	64.0	62.5	62.4	62.8	60.5	62.1	—
1903	60.8	61.0	60.3	60.6	62.8	64.2	63.9	65.8	64.5	63.7	62.7	63.6	62.8
1904	63.5	62.3	61.7	61.7	63.0	61.0	62.8	65.4	—	—	—	—	—
Mittel	62.1	61.6	61.0	61.1	62.9	62.6	63.6	64.6	63.4	63.2	61.6	62.8	62.5

Täglicher Gang. Konstanten der Sinusreihen (wahre Zeit).

A_1	34.3	28.8	26.6	31.6	25.5	24.6	14.1	21.8	20.5	25.4	31.0	27.3	26.0
A_2	167.5	173.9	172.5	171.4	172.7	173.0	162.8	159.0	157.5	165.0	158.8	168.1	166.8
A_3	181.4	179.3	168.5	31.1	18.8	11.8	12.4	6.8	13.5	116.3	151.9	173.9	88.8
a_1	0.255	0.222	0.264	0.292	0.281	0.276	0.209	0.159	0.258	0.126*	0.196	0.172	0.226
a_2	0.663	0.687	0.685	0.709	0.697	0.673	0.643*	0.711	0.750	0.738	0.688	0.642*	0 690
a_3	0.147	0.081	0.028*	0.068	0.126	0.144	0.147	0.119	0.081	0.041*	0.097	0.123	0.100

Von Juli 1902 bis August 1904 war Herr L. Seurat, Beamter des Naturhistorischen Museums in Paris, von diesem mit einer wissenschaftlichen Mission auf der Insel Mangarewa betraut. Er stellte während dieser Zeit meteorologische Beobachtungen an, deren Ergebnisse in den Annales du Bureau Cent. Mét. veröffentlicht worden sind [1]).

[1]) 1902 und 1904 nicht zu finden.

Digitized by Google

Herr Ch. Dufour hat den täglichen Gang des Barometers nach Sinuskreisen berechnet und wir haben die Konstanten derselben vorstehend zusammengestellt. (Annuaire de la Soc. Mét. de France 54 année, p. 253.)

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Rikitea. 23° 7′ SBr., 134° 58′ WL. v. Gr., 3 m.

1903	Luftdruck 9a	Temperatur 6a	12	9p	Mittel	Mittleres Max.	Mittleres Min.	Absolutes Max.	Absolutes Min.	Relative Feuchtigkeit 6a	12	9p	Niederschlags-Menge	Niederschlags-Tage
Jan. . . .	761.3	24.3	28.9	24.3	25.8	30.2	22.8	32.0	19.7	91	75	90	188	20
Febr. . .	61.7	24.1	29.0	24.3	25.8	30.5	22.7	32.8	20.4	88	73	88	172	20
März . .	60.0	22.7	28.8	23.3	25.0	30.0	21.9	33.0	17.2	91	73	88	109	17
April . .	61.4	22.4	28.1	23.2	24.6	29.5	21.7	32.3	16.2	92	72	90	109	13
Mai . . .	63.8	22.6	26.3	23.1	24.0	27.1	21.7	30.1	19.4	92	79	90	360	25
Juni . . .	65.1	20.5	25.1	21.3	22.3	25.8	19.7	28.0	13.6	91	75	90	192	22
Juli . . .	64.7	19.1	24.5	20.2	21.3	25.9	18.4	28.2	16.0	93	74	88	148	24
Aug. . .	66.6	20.4	25.5	21.0	22.3	28.0	19.5	29.5	14.5	88	70	84	63	13
Sept. . .	65.3	20.0	26.1	20.6	22.2	28.3	18.9	30.0	15.0	88	69	87	277	14
Okt. . . .	64.4	21.4	26.1	21.9	23.1	27.6	20.5	30.4	18.0	91	76	91	505	26
Nov. . .	63.4	21.5	27.3	22.2	23.6	29 0	20.3	31.5	18.3	88	75	89	267	24
Dez. . . .	64.0	23.5	27.5	23.5	24.8	29.7	22.0	31.9	20.3	89	80	89	339	23
Jahr . .	763.5	21.9	26.9	22.4	23.7	28.5	20.8	33.0	13.6	90	74	89	2729	241

Es liegen auch noch Beobachtungen von Juli bis Dezember 1902 und Januar bis August 1904 vor, leider sind die Ergebnisse derselben in die Annales 1902 und 1904 nicht aufgenommen worden, obgleich in dem unten zitierten Annuaire darauf verwiesen wird. Ein Ersuchen an das Bureau Central um Aufklärung darüber blieb unbeantwortet, wir können daher nur die obigen einjährigen Ergebnisse mitteilen. J. H.

Täglicher Gang der Stärke und Frequenz der Winde in Southport[1]. Wir entnehmen dem Jahresberichte des Fernley Observatory einige Daten über den gleichen Gang der Windstärke und die Häufigkeit verschiedener Windrichtungen nach fünfjährigen Aufzeichnungen, die in einem Appendix zusammengestellt sind, wo aber auch die einzelnen Monatsmittel zu finden sind. Als Landwinde sind genommen ESE, SE bis E, SE, SE bis S und SSE zur Hälfte; als Seewinde WNW, NW bis W, NW, NW bis N und die Hälfte der NNW-Winde.

Mittlerer täglicher Gang der Windgeschwindigkeit und Häufigkeit zu Southport aus fünf Jahren (1902 bis 1906).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12h
Windgeschwindigkeit mps.												
Vormittag:												
Sommer . . .	5.3	5.3	5.3	5.3	5.3*	5.3	5.5	5.8	6.0	6.2	6.5	6.5
Jahr	6.2	6.2*	6.2	6.2	6.2	6.2	6.3	6.4	6.6	6.8	7.0	7.1
Nachmittag:												
Sommer . . .	6.7	6.8	6.6	6.5	6.4	6.2	5.8	5.5	5.4	5.3	5.3	5.3
Jahr	7.2	7.3	7.1	7.0	6.9	6.7	6.4	6.3	6.3	6.2	6.2	6.2
Häufigkeit der Winde. Stunden.												
Vormittag:												
Land (SE) . .	69.8	72.3	73.5	77.3	78.7	77.4	74.8	70.9	66.8	61.0	57.8	52.1
See (NW) . .	38.9	36.4	35.7	37.1	38.1	35.1*	37.6	37.4	42.4	46.4	49.0	51.8
Nachmittag:												
Land (SE) . .	48.6	45.0	41.1	40.8*	41.6	44.6	45.8	46.8	50.8	57.1	60.9	68.1
See (NW) . .	60.2	66.0	68.9	70.3	65.7	61.4	54.9	50.6	46.3	41.7	39.9	40.2

Einige Ergebnisse der Meteorologischen Station erster Ordnung in Bangalore in Südindien[2]. Herr John Cook, M. A. F. R. S. E., Direktor des Meteorologischen Dienstes für Mysore in Südindien, veröffentlicht die Ergebnisse zwölfjähriger Registrierungen

[1]) Fernley Observatory Southport, Report and Results of Observ. for the year 1907, by Joseph Baxendell.

[2]) Mysore Met. Memoirs, Nr. 2. Means of the hourly record of the Weather Elements obtained with the self-recording Instruments of the Bangalore observatory. Published by the Authority of the Government of Mysore by John Cook. Bangalore 1908. 33 Seiten Folio mit Tafeln.

Digitized by Google

der met. Elemente zu Bangalore (1895—1906). Es ist sehr erfreulich, daß für Indien ein neues Meteorologisches Observatorium erster Ordnung seine Publikationen nun schon zwölf Jahre hindurch fortgesetzt und nun die wichtigsten Ergebnisse publiziert hat. Wir besitzen aus Indien den täglichen Gang der meteorologischen Elemente, soviel ich weiß, nur von vier Stationen erster Ordnung: Bombay, Kalkutta, Madras (ältere Reihe) und Trevandrum (daneben Agustia Pik); Simla kommt nur zum Teil in Betracht, die Temperaturregistrierungen daselbst scheinen zu kleine Amplituden zu geben (im magnetischen Hause vielleicht, wie seinerzeit in Trevandrum?). Die zahlreichen Daten über den täglichen Gang der meteorologischen Elemente, die wir aus Indien besitzen, stammen von stündlichen Beobachtungen an Termintagen. Von Ceylon ist gar nichts bekannt über den täglichen Gang der meteorologischen Elemente.

Bangalore auf der Hochebene von Mysore in 920 m ü. M. repräsentiert das Klima im Innern der südindischen Halbinsel unter rund 13° Breite. Wir haben bei dem Interesse der Beobachtungsergebnisse dieser Station aus den umfangreichen Tabellen Auszüge gemacht und in metrisches Maß übertragen. Für die Darstellung des täglichen Ganges konnten wir nur die extremen Monate wiedergeben (d. h. die Monate mit den extremen Amplituden).

Interessant sind die Sonnenscheinregistrierungen, die wir so selten aus Indien erhalten. Im Februar und März gibt es 88 Proz. Sonnenschein, im Juli nur 34 Proz. (März 302 Stunden, Juli nur 124 Stunden).

Herr J. Cook teilt die mittleren täglichen Extreme mit, wie sie in drei verschiedenen Aufstellungen der Thermometer erhalten werden und zwar:

A. Thermograph-Jalousiehäuschen $10' \times 7^1/_2' \times 3^1/_2'$,
B. Stevenson-Thermometerstand $1'\,4'' \times 1'\,6'' \times 9''$,
C. Modell des Government of India, offener Musterstand, Länge 16', Breite 10', Höhe 10' im Zentrum, $5^1/_2'$ an den Seiten.

Wir haben die Mittel gerechnet und die täglichen Amplituden, wodurch die Unterschiede, die recht bedeutend sind, noch klarer zum Vorschein kommen.

Resultate der meteorol. Beobachtungen zu Bangalore in den Jahren 1895—1906, 12° 50′ NBr., 77° 36′ EL., 920 m.

	Luftdr.-Mittel	Temperatur: 6a	3p	24 stünd. Mittel	Nasses Therm. 6a	3p	Mittel	Min. am Rasen	Dampfdruck Mittel	Rel. Feuchtigkeit 6a	3p	Mittel	Niederschlagsmenge Summe	Windgeschwindigkeit km p. St. Mittel
Januar	685.4	16.7	24.3	20.3	14.9	16.3	15.8	12.6	11.0	81	42	63	1	15.0
Februar	84.9	18.5	26.9	22.7	15.8	17.1	16.6	13.9	11.0	74	34	54	9	14.3
März	84.1	20.9	30.1	25.7	17.2	17.8	17.7	15.6	10.8	68	26	45	10	13.7
April	82.9	23.4	32.0	27.6	20.3	20.5	20.5	19.3	14.1	75	32	53	29	12.6
Mai	82.1	23.3	31.7	27.1	20.8	21.8	21.3	19.9	15.6	79	41	61	114	14.3
Juni	81.3	21.8	28.4	24.7	19.9	21.7	20.8	19.1	16.0	84	55	70	56	21.2
Juli	81.2	20.9	26.7	23.4	19.3	21.2	20.2	18.6	15.8	86	60	75	81	22.7
August	81.8	20.7	26.6	23.3	19.3	21.2	20.2	18.4	16.0	87	61	76	125	18.3
September	81.9	20.6	25.9	23.0	19.4	21.3	20.4	18.2	16.3	89	66	79	255	13.9
Oktober	83.5	20.4	25.6	22.8	19.1	20.3	19.8	17.4	15.6	88	61	76	134	11.3
November	84.7	18.6	24.1	21.2	16.9	18.3	17.7	15.0	13.2	85	56	71	56	13.2
Dezember	85.3	16.8	23.1	19.7	15.3	16.9	16.2	13.2	11.8	85	52	70	12	15.3
Jahr	683.3	20.2	26.3	23.5	18.2	19.5	18.9	16.8	13.9	82	49	66	882	15.5

	Temperatur: Mittlere Maxima A	B	C	Mittlere Minima A	B	C
Januar	24.6	27.1	27.7	16.4	15.6	15.7
Februar	27.4	29.7	30.4	17.6	16.4	16.4
März	31.1	33.2	33.9	20.8	18.8	18.9
April	33.2	34.2	35.1	22.5	20.4	20.4
Mai	31.8	32.5	32.9	22.4	20.8	20.7
Juni	29.7	29.9	29.9	21.2	19.9	19.7
Juli	27.1	27.4	27.7	20.4	19.2	19.1
August	26.6	27.1	27.3	19.9	18.9	18.8
September	25.8	26.7	27.1	20.1	19.1	19.0
Oktober	25.2	26.9	27.1	19.5	18.5	18.4
November	22.9	24.6	24.9	17.5	16.6	16.6
Dezember	22.3	24.3	24.9	15.3	14.4	14.4
Jahr	27.3	28.6	29.1	19.5	18.2	18.2

Digitized by Google

Bangalore, 12° 50′ NBr., 77° 36′ EL., 920 m.

Mittlere Dauer des Sonnenscheins in Stunden (1895—1906).

	7a	8	9	10	11	Mittag	1p	2	3	4	5	6	Summe	Proz.
Januar . . .	0.4	18.2	26.4	28.7	29.3	29.4	28.9	28.5	28.0	27.1	22.7	0.7	268.3	84
Februar . .	1.2	22.0	26.4	27.2	27.3	27.3	27.3	27.2	26.8	26.0	23.7	1.2	263.6	88
März . . .	4.4	28.3	30.4	30.5	30.6	30.7	30.4	30.4	29.7	29.1	24.7	2.6	301.8	88
April . . .	6.1	23.7	27.0	28.0	28.0	27.7	27.9	27.3	26.0	23.3	17.6	2.8	265.4	75
Mai	6.8	20.5	24.8	27.3	28.3	28.8	28.6	27.7	26.6	23.0	18.5	6.8	267.7	74
Juni	4.1	11.4	15.5	17.6	18.9	19.3	19.5	17.7	16.0	13.0	9.1	3.1	165.2	46
Juli	1.5	6.9	11.3	13.1	14.0	15.1	15.7	14.9	13.0	10.4	6.5	1.4	123.8	34
August . .	1.7	7.3	12.3	15.4	16.7	17.1	18.3	17.3	15.4	12.3	7.7	2.0	143.5	40
September .	1.1	7.1	12.4	15.7	16.6	17.1	18.0	17.2	16.6	13.9	8.6	1.6	145.9	43
Oktober . .	0.7	11 8	18.4	21.6	23.7	23.3	23.0	21.7	20.2	17.3	12.3	1.2	195.2	58
November .	0.6	15.0	20.1	22.6	22.7	22.4	22.9	21.5	20.7	19.2	15.3	0.5	203.5	65
Dezember .	0.2	14.9	22.0	23.7	24.5	24.8	24.9	24.1	23.5	22.6	17.9	0.3	223.4	70
Jahr	28.8	187.1	247.0	271.4	280.6	283.0	285.4	275.5	262.5	237.2	184.6	24.2	2567.3	63

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
A. Thermograph im Jalousiehäuschen.													
Mittel	20.5	22.5	25.9	27.8	27.1	25.4	23.7	23.2	22.9	22.3	20.2	18.8	23.4
Ampl.	8.2	9.8	10.3	10.7	9.4	8.5	6.7	6.7	5.7	5.7	5.4	7.0	7.8
B. Stevenson-Thermometerstand.													
Mittel	21.3	23.0	26.0	27.3	26.6	24.9	23.3	23.0	22.9	22.7	20.6	19.3	23.4
Ampl.	11.5	13.3	14.4	13.8	11.7	10.0	8.2	8.2	7.6	8.4	8.0	9.9	10.4
C. Thermometerstand des Meteorol. Amtes für Indien.													
Mittel	21.7	23.4	26.4	27.7	26.8	24.8	23.4	23.0	23.0	22.7	20.7	19.6	23.6
Ampl.	12.0	14.0	15.0	14.7	12.2	10.2	8.6	8.5	8.1	8.7	8.3	10.5	10.9

Täglicher Gang der meteorologischen Elemente in Bangalore.

(Auszug aus den Tabellen.)

	Luftdruck Jahr	Temperatur März	Temperatur Okt.	Temperatur Jahr	Dampfdruck März	Dampfdruck Okt.	Dampfdruck Jahr	Rel. Feuchtigkeit März	Rel. Feuchtigkeit Okt.	Rel. Feuchtigkeit Jahr	Niederschlagsmenge Jahr	Windstärke km p. St. Jahr
1a	0.00	— 2.4	— 1.5	— 1.9	1.17	0.25	0.61	10	8	9	53	14.7
2	— 0.36	— 3.1	— 1.8	— 2.3	1.45	0.23	0.63	13	9	11	45	14.0
3	— 0.61*	— 3.6	— 1.9	— 2.6	1.67	0.23	0.69	16	10	13	34	13.5
4	— 0.53	— 4.0	— 2.1	— 2.8	1.70	0.18	0.66	19	11	14	27	13.1
5	— 0.36	— 4.4	— 2.3	— 3.1	1.90	0.13	0.66	21	11	15	20	12.7
6	0.10	— 4.7*	— 2.4*	— 3.3*	1.93	0.08*	0.63*	23	12	16	22	12.3*
7	0.63	— 3.9	— 1.9	— 2.8	2.26	0.36	0.81	21	10	14	9	12.6
8	1.14	— 2.4	— 1.1	— 1.8	2.49	0.41	0.84	16	7	10	7	14.7
9	1.37	— 0.7	— 0.1	— 0.6	1.67	0.36	0.56	8	2	3	3*	16.9
10	1.37	0.7	0.7	0.6	0.56	0.08	0.15	— 1	— 4	— 3	3*	17.2
11	0.99	2.1	1.6	1.6	— 0.46	— 0.13	— 0.20	— 8	— 8	— 8	4	17.9
Mittag	0.38	2.9	2.1	2.4	— 1.27	— 0.53	— 0.58	— 13	— 12	— 12	4	18.7
1p	— 0.33	3.7	2.5	3.1	— 1.78	— 0.53	— 0.81	— 16	— 13	— 15	11	18.7
2	— 0.96	4.2	2.6	3.4	— 2.21	— 0.74	— 1.09	— 18	— 15	— 17	26	18.5
3	— 1.42	4.4	2.7	3.6	— 2.39*	— 0.63	— 1.12	— 19*	— 15*	— 17*	35	18.5
4	— 1.52*	4.4	2.4	3.4	— 2.39*	— 0.79*	— 1 17*	— 19*	— 14	— 17	48	17.9
5	— 1.35	4.2	1.9	2.9	— 2.13	— 0.43	— 0.94	— 18	— 10	— 14	71	17.2
6	— 0.91	3.2	1.1	1.9	— 1.50	0.08	— 0.53	— 15	— 5	— 10	66	15.1
7	— 0.38	2.0	0.4	1.1	— 1.04	0.20	— 0.25	— 11	— 1	— 6	79	13.7
8	0.18	1.1	0.0	0.4	— 1.02	0.20	— 0.20	— 9	0	— 3	69	13.9
9	0.61	0.3	— 0.3	— 0.1	— 0.66	0.23	— 0.02	— 6	2	0	68	14.7
10	0.81	— 0.4	— 0.7	— 0.6	— 0.30	0.20	0.10	— 2	4	2	69	15.1
11	0.69	— 1.1	— 1.0	— 1.1	0.20	0.18	0.30	2	5	5	49	15.1
12	0 43	— 1.7	— 1.3	— 1.6	0.63	0.18*	0.43	6	7	7	60	15.0

J. Hann.

D. Smirnow: Über den täglichen Gang des Potentialgefälles[1]). Unter dem Einfluß einiger meteorologischer Faktoren kann eine Scheidung der in gleicher Zahl auftretenden positiven und negativen Ionen vor sich gehen; so stört z. B. die Erscheinung in dem elektrischen Erdfeld einer feuchten oder staubigen Luftschicht mit geringer Ionenbeweglichkeit den vertikalen elektrischen Leitungsstrom, infolgedessen im Bereich dieser Schicht der Elektrizitätsgehalt wie auch die Feldintensität sich verändern[2]).

[1]) Physikal. Zeitschr., 9. Jahrgang, Nr. 10.

[2]) Das zeigen klar die Beobachtungen bei Luftballonfahrten von F. Linke („Luftelektrische Messungen bei zwölf Ballonfahrten". Abh. d. Kgl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, 3, 82, 1904) und von H. Gerdien.

Digitized by Google

Für den Fall der konstanten Ionenbeweglichkeiten U und V gibt Ed. Riecke[1]) die Elektrizitätsverteilung in dem elektrischen Felde, das ionisierte Luft enthält; der Einfluß der Neuanordnung der Ionen auf die ursprünglichen Elektrizitätskräfte ist dabei unbedeutend. Dieser Einfluß muß sich aber vergrößern, wenn sich die Leitungsfähigkeit einer Schicht in dem gegebenen Volumen verändert[2]).

Wir wollen zu zeigen versuchen, daß man den täglichen Gang des Potentialgefälles als eine Wirkung der niedriger liegenden Luftschicht ansehen kann, vielleicht sogar ohne die Wirkung der höheren Schichten in Betracht zu ziehen.

Am Abend nach dem Sonnenuntergang tritt am Erdboden Abkühlung und Vermehrung der relativen Feuchtigkeit ein, d. h. es entsteht eine, anfangs sehr dünne, Luftschicht mit kleiner Ionenbeweglichkeit. Der Leitungsstrom wird so gestört, daß über der schwer durchdringlichen Luftschicht sich positive Ionen anhäufen; darum wird die Feldkraft über der Schicht kleiner, innerhalb derselben aber größer.

So erklärt sich das Fallen der Feldintensität gegen Abend. Dabei strebt der Leitungsstrom sich auszugleichen — er wird schwächer oberhalb der Schicht und stärker innerhalb derselben. Die Verminderung des Potentialgefälles dauert die ganze Nacht; der Grund dafür liegt nicht darin, daß der Ionenzufluß schwach ist, aber vielleicht darin, daß die feuchte Luftschicht während der Nacht immer dicker wird. Überhaupt aber registriert der Kollektor die Verminderung des Feldes nur so lange, wie unter ihm die ganze positive Elektrizitätsmenge größer wird[3]). Aber noch vor dem Sonnenaufgang und der Wiederherstellung der Leitfähigkeit der niedrigeren Luftschicht fängt die positive Ionenzahl an, am Boden, d. h. unter dem Kollektor, wegen der Adsorption an der Erdoberfläche, kleiner zu werden; infolgedessen fängt die Feldintensität an, größer zu werden. Die Steigerung der Feldstärke wird aber bei der ersten Wirkung der Sonnenstrahlung rasch zunehmen, denn die Leifähigkeit am Boden stellt sich schnell her. Ohne die Wirkung der besonderen Umstände, die den Sommertypus charakterisieren, ginge die Steigerung der Feldintensität bis zum Maximum nachmittags, denn die Leitfähigkeit der Luft steigt bis zum Abend. Es ist zu bemerken, daß die Steigerung des Feldes am Morgen gleichzeitig unten und auf dem Eiffelturme (300 m hoch) eintritt[4]). Das müßte auch geschehen, wenn der Grund dafür in der Adsorption der positiven Ladungen liegt, die sich unter beiden Kollektoren befinden[5]).

So erklärt sich der sogenannte Wintertypus, mit einem Minimum nachts und einem Maximum am Tage. Der tägliche Gang des Sommertypus zeigt die Depression von 10 bis 4P, welche zu diesen Stunden auf der Höhe des Eiffelturmes fast ganz fehlt. Mehrere Details der Variation erklären sich durch die aufsteigenden Luftströme, welche sich bei der Bodenerwärmung entwickeln und die positiven Ladungen mit sich führen. Die hemmende Wirkung des Luftstroms auf die positiven Ionen zeigt sich deswegen so stark, weil die Beweglichkeit dieser Ionen relativ klein ist. Außerdem heben die steigenden Luftströme den Staub, der in bezug auf die Erde negativ geladen ist[6]). In der Luft zerstreuen diese Staubteile ihre Ladung[7]), aber die Luft wird an negativen Ionen reicher, weil diese keinen Ausweg haben, der Zufluß der positiven Ionen aber wird durch den Luftstrom verhindert; die Staubschicht verkleinert auch die Ionenbeweglichkeit.

---

[1]) Ed. Riecke, „Über näherungsweise gesättigte Ströme zwischen plan-parallelen Platten". Nachr. v. d. Kgl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Heft 4, S. 236, 1903.

[2]) Die Vermehrung der Luftdichtigkeit mit der Annäherung an die Erdoberfläche und die beständige Verminderung der elektrischen Leitfähigkeit müssen auch auf die Verteilung der Ladungen in der Atmosphäre wirken.

[3]) Bei dem Bodennebel wird nach den Beobachtungen von A. Gockel das Feld sehr stark (Physik. Zeitschr. 4, 267, 1903; Meteorol. Zeitschr. 25, 14, 1908). Doch können diese Beobachtungen nicht unsere Erklärung umstoßen, denn das starke Feld ist das Endresultat eines sehr komplizierten Prozesses, bei dem Kondensation des Dampfes an den Ionen stattfindet. Herr Gockel meint, daß die Bodennebelschicht negativ geladen ist; es kann aber sein, daß die Feldkraft nur von der Anhäufung der positiven Ionen über dem Beobachter abhängt.

[4]) Chauveau, „Étude de la variation diurne de l'électricité atmosphérique", Plan. XII. Paris 1902.

[5]) Es ist jedoch sehr die Frage, ob der Kollektor auf dem Turme Änderungen des Feldes gibt, welche der Höhe des Turmes entsprechen.

[6]) Kleinere Partikelchen laden sich bei der Reibung negativ in bezug zu den größeren nach Behauptung von N. Hesehus (Journ. Russ. Phys.-Chem. Ges. 34, 1, 1902).

[7]) N. Hesehus, ibid., S. 557. G. Simpson konnte nicht die Staubladung in der Luft konstatieren (Phys. Zeitschr. 7, 521, 1906).

Digitized by Google

An einem Sommertage steigt also die positive Ionenschicht nach oben und deswegen wächst die Feldkraft auf dem Turme die ganze Zeit bis zum Abend, so lange als die positive Ladung oberhalb des Turmes sich vermehrt und unterhalb desselben sich vermindert. In den niedrigeren Schichten aber tritt gleichzeitig eine Verminderung des Feldes ein, denn oberhalb des Kollektors erscheinen negative Ladungen [1]).

Sobald die aufsteigenden Luftströme aufhören, bekommt die positive Ionenschicht freien Zutritt zur Erde; bei diesem Hinabsteigen tritt das Abendmaximum (an einigen Orten Hauptmaximum) an der Erdoberfläche auf; zur selben Zeit fällt auf dem Eiffelturme schon die Feldintensität.

Was die qualitative Seite anbetrifft, so entspricht die gegebene Erklärung den Beobachtungen, wie auch vielleicht den Veränderungen der Feldstärke bei Sonnenfinsternissen, wann dieselbe, trotz der kurzen Dauer der Bodenabkühlung, fällt. Man muß sogar annehmen, daß, wenn die aufsteigenden Luftströme vor der Finsternis schon Zeit gehabt haben sich zu entwickeln, ihr Aufhören bei der Bodenabkühlung eine temporäre Zunahme der Feldkraft hervorbringen kann, in Analogie zu dem, was oben gesagt ist.

Ob diese Erklärung der einfachen täglichen Variation durch die Veränderung der nur unter dem Kollektor befindlichen Ladungen in quantitativer Hinsicht genügen kann, ist schwer theoretisch zu lösen. Bei der Veränderung des Elektrizitätsgehalts von $\varrho = 0$ bis $\varrho = 0{,}26 \times 10^{-6}$ E.-S.-E. in der Schicht von 10 m wird die Feldintensität an der oberen Grenze dieser Schicht sich um 100 Voltmeter verändern, z. B. von 150 bis 50 Voltmeter. Um die 10 m = 1000 cm hohe Schicht mit positiver Elektrizität bis zum Betrag $\varrho = 0{,}26 \times 10^{-6}$ zu laden, braucht man sehr wenig Zeit, ungefähr 10 Min. bei einem Elektrizitätszufluß von 4×10^{-7} E.-S.-E. in 1 Sek. [2]), freilich, wenn man hierbei die mit der Realität vollständig unvereinbare Voraussetzung macht, daß die Ionenadsorption der Erdoberfläche ganz ausgeschlossen ist, die Ionenakkumulation aber die Dichte des Leitungsstromes gar nicht verändert.

Was den experimentellen Weg anbetrifft, so ist schon nach den Beobachtungen von Daunderer [3]) kaum zu bezweifeln, daß die Veränderungen in dem Ionengehalt in der niedrigeren Luftschicht quantitativ groß genug sind, um die Schwankungen des Potentialgefälles zu erklären.

Wir wollen nun die Tatsachen andeuten, die den gegebenen Erklärungen widersprechen, z. B. den täglichen Gang der Unipolarität, der die Maxima am Morgen und am Abend, die Minima am Tage und in der Nacht aufweist, während wir unserer Erklärung gemäß eine große Unipolarität z. B. in der Nacht erwarten sollten.

Doch diesem Element können wir keine große Bedeutung zuschreiben, weil a), wie bekannt, ein gewisser Einfluß des Erdfeldes auf die Zerstreuungsapparate existiert, b) auf die Unipolarität außer der Ionenzahl auch ihre Beweglichkeit einen großen Einfluß hat [4]), und c) der tägliche Gang der Unipolarität nicht allein für heitere Tage berechnet ist; so kann ein schwaches Feld bestehen, ohne daß Überschuß von positiven Ladungen unter dem Kollektor vorhanden wäre, infolge von Wolken, welche an der unteren Oberfläche überhaupt negativ geladen sind.

Die Vergrößerung der täglichen Amplitude im Winter wäre ein großer Widerspruch, aber solch eine Vergrößerung ist nicht bewiesen für die Fälle, wo der tägliche Gang der

---

[1]) Wir erwähnen nicht die anderen Faktoren, außer Staub, die negative Ladungen in den niedrigeren Schichten hervorbringen könnten, z. B. ultraviolette Strahlen.

[2]) H. Gerdien gibt für die Dichte des vertikalen Leitungsstromes an der Erdoberfläche 8×10^{-7} E.-S.-E. (Nachr. d. Kgl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Heft I, S. 84, 1907); für ϱ gibt man viel größere Beträge als $0{,}26 \times 10^{-6}$ an. Daunderer berechnet ϱ bis $0{,}9 \times 10^{-6}$, sogar im Monatsmittel (Phys. Zeitschr. 8, 285, 1907). A. Gockel hat bis $+ 0{,}39 \times 10^{-6}$ gemessen (Meteorol. Zeitschr. 25, 15, 1908).

[3]) Daunderer, l. c. Frühere Versuche von F. Exner im Jahre 1885 ergaben auch sehr große Veränderungen der Feldintensität mit der Höhe. Damit diese Methode, den Elektrizitätsgehalt zu bestimmen, ganz zweifellos wäre, müßte man nur Wasserkollektoren brauchen.

[4]) Wenn wir unter der Unipolarität die Differenz $\varrho = (N_+ - N_-)\,\varepsilon$ verstehen und uns auf Seite 18 des Artikels von A. Gockel beziehen, dann werden wir die maximalen Größen ϱ (im Sommer zwischen 7^a und 10^p) von 12 bis 1 am Tage und von 4 bis 7 am Abend finden, es ergibt sich also keine volle Übereinstimmung mit unseren Voraussetzungen. Aber auch Herr Gockel erkennt die Existenz solcher Ionen an, welche die gebräuchlichen Instrumente nicht imstande sind, zu registrieren.

Digitized by Google

Luftleitung am Boden klein ist. Im Gegenteil konnte Herr Benndorf in Tomsk im Winter fast gar keinen täglichen Gang des Potentialgefälles feststellen.

Der letzte Umstand erlaubt nicht, die Verstärkung des Feldes im Winter bei der Schneedecke der Wirkung der Sonnenstrahlung auf den Schnee oder überhaupt dem Einfluß der niedrigen Luftschichten zuzuschreiben; es ist schwer, damit den jährlichen Gang des Potentialgefälles auch an den Orten, wo der Winter ohne Schnee ist (Kew), zu erklären. Darum verlangt die Erklärung des jährlichen Ganges die Voraussetzungen

a) daß die Vermehrung der positiven Ladungen in oberen Luftschichten im Winter, als eine Folge der schwachen Sonnenwirkung, stattfindet oder

b) daß eine Verstärkung der eigenen negativen Erdladung im Winter der nördlichen Hemisphäre eintritt[1]), was mit der Ansicht des Herrn Rey übereinstimmt[2]).

Diese beiden Voraussetzungen a) und b) führen zu folgenden Schlüssen:

a) Im Winter, bei schwacher Sonnenwirkung, vermehren sich die positiven Ladungen in den oberen Luftschichten, und die Feldintensität steigt. In Analogie damit kann deswegen die im täglichen Gange während der Nacht beobachtete Abnahme des Feldes nicht durch den Einfluß der oberen Luftschichten erklärt werden und wird die oben angegebene Rolle der niedrigen Luftschichten für die Betrachtungen unentbehrlich.

b) Die Sonnenwirkung verstärkt das Feld; sie vermehrt sozusagen die positive Luftladung oder die negative Erdladung; wenn die Erde sich der Sonne nähert (im Winter der nördlichen Hemisphäre), wird die negative Erdladung stärker.

Was die relative Wahrscheinlichkeit dieser beiden Voraussetzungen anbetrifft, so kann man vielleicht sagen, daß die erste von ihnen mit der Annahme eines von der Sonne ausgehenden negativen Stromes übereinstimmt; sie führt aber zu der Notwendigkeit, den täglichen Gang des Potentialgefälles durch andere Ursachen als den jährlichen Gang zu erklären. Die zweite Voraussetzung b) fordert die Annahme einer Sonnenwirkung mit umgekehrtem Zeichen; in diesem Falle erklärt sich der tägliche und jährliche Gang in gleicher Weise durch die Rolle der oberen Luftschichten; es ist aber wesentlich, daß die Voraussetzung b) nur im Falle der Bestätigung der Idee von Rey annehmbar ist.

Uns erscheint also am wahrscheinlichsten die Wirkung dreier Faktoren auf das Potentialgefälle an heiteren Tagen, nämlich:

1. Der nächtlichen Abkühlung der auf dem Erdboden aufliegenden Luftschicht; durch die Verminderung der elektrischen Leitfähigkeit derselben wird eine Ansammlung positiver Ladungen am Erdboden und infolgedessen eine Abnahme des Feldes über dieser Schicht hervorgerufen. Am Morgen bei der Erwärmung des Erdbodens wird die Feldstärke wieder hergestellt.

2. Die aufsteigenden Luftströme an Sommertagen führen positive Ladungen mit sich und lassen dabei einen Überschuß von negativen Ladungen (Staub) zurück; infolgedessen nimmt in den untersten Schichten das Feld ab.

3. Die unmittelbare Wirkung der Sonnenstrahlung ruft negative Ladungen in den höchsten Luftschichten hervor, verkleinert die positiven Ladungen der mittleren Luftschichten und verringert das Potentialgefälle an der Erdoberfläche. Im täglichen Gange tritt dieser Faktor nicht deutlich hervor, möglicherweise infolge einer Verspätung, er offenbart sich aber in ausgesprochener Weise im jährlichen Gange.

St. Petersburg, Physik. Zentral-Observatorium.

Regenmessungen in der Fiura Moka, Depto. de Quezaltenango, Repb. Guatemala. In folgender Tabelle finden sich die Ergebnisse der Niederschlagsmessungen einer am pazifischen Abfall der Kordilleren von Südguatemala gelegenen Station, deren Beobachtungsjournal mir Herr Professor Sapper, Tübingen, zur Veröffentlichung übergab, zu-

[1]) Mit anderen Worten: Vermehrung der positiven Luftelektrizität, aber in beiden Hemisphären gleichzeitig.

[2]) Rey nimmt an, daß in der südlichen Hemisphäre das Feld stärker im Sommer als im Winter ist. „Observations d'électricité atmosphérique sur la terre de Graham et variation du champ à la surface du globe." Annuaire de la Soc. Mét. de France, Juin 1906.

Digitized by Google

sammengestellt. Die Fiura befindet sich westlich von Las Mercedes (vgl. die früheren Veröffentlichungen von Südguatemala); ihre für die Beurteilung der Regenverhältnisse wichtige Höhenlage war leider nicht zu ermitteln. Beobachter Bruno Edelmann.

1906	Niederschlag mm	Anzahl der Tage mit Regen	Anzahl der Tage mit mehr als 40 mm	An Tagen mit mehr als 40 mm fielen insgesamt	Maximum in 1 Tage
Oktober	530	22	5	308	102
November	244	7	2	137	83
Dezember	0	0	0	—	—
1907					
Januar	13	1	0	—	13
Februar	121	8	0	—	38
März	73	2	1	57	57
April	156	5	1	60	60
Mai	495	15	4	241	76
Juni	591	18	6	343	83
Juli	432	21	3	175	70
August	486	23	3	225	127
September	292	22	1	76	76
Jahr	3432	144	26	1622	127 (22. VIII.)

Eckhart Lottermoser.

Vieljährige Mittel für Adelaide. Wir entnehmen den Met. Observ. Adelaide, year 1905, Direktor Sir Charles Todd (Adelaide 1907), die folgenden Ergebnisse langjähriger meteorologischer Beobachtungen.

Resultate vieljähriger meteorologischer Beobachtungen zu Adelaide, 34° 57′ SBr. 138° 35′ EL. (Luftdruck im Meeresniveau).

1857—1904

	Luftdruck						Temperatur							
	Mittel 9^a+3^p	Mittleres Max.	Mittleres Min.	Absol. Schwkg.	Absol. Max.	Absol. Min.	9^a	3^p	9^p	Mittl. tägliches Max.	Mittl. tägliches Min.	Mittel [1]	Absol. Max.	Absol. Min.
Januar	760.4	768.2	750.4	17.8	772.4	742.6	24.5	27.9	20.3	30.2	16.4	22.8	46.8	7.3
Februar	61.4	69.2	52.3	16.9	73.2	48.0	24.0	27.7	20.4	30.0	16.6	22.7	45.3	8.6
März	63.7	71.3	54.7	16.6	75.5	50.1	21.8	25.2	18.7	27.3	15.1	20.7	42.2	7.1
April	65.7	73.7	54.6	19.1	78.0	46.0	18.2	21.3	15.8	23.0	12.7	17.4	36.7	4.2
Mai	65.9	75.3	53.4	21.9	79.1	44.2	14.0	16.9	12.6	18.4	9.9	13.7	31.3	2.7
Juni	65.1	75.4	52.3	23.1	80.4	42.9	11.3	14.3	10.6	15.7	8.1	11.4	24.4	0.3
Juli	66.2	76.0	52.7	23.3	80.7	43.8	10.2	13.5	9.4	14.8	6.9	10.3	22.5	0.1
August	65.2	75.3	51.9	23.4	80.4	42.9	12.0	15.1	10.4	16.7	7.7	11.7	27.8	0.2
September	63.7	73.4	50.8	22.6	78.6	42.5	14.7	17.2	11.8	19.1	8.8	13.6	32.6	0.4
Oktober	62.5	72.0	50.7	21.3	77.6	43.4	18.0	22.7	14.1	20.3	10.8	16.4	38.1	2.2
November	62.1	70.4	51.2	19.2	74.7	42.5	21.3	23.6	16.8	26.1	13.0	19.3	45.3	4.9
Dezember	60.6	68.5	49.4	19.1	72.1	42.7	23.4	26.1	18.8	28.7	15.1	21.5	45.7	6.1
Jahr	763.5	778.1	745.9	32.2	780.7	742.5	17.8	20.9	14.9	22.5	11.8	16.8	46.8	0.1

	Feuchtes Therm. 3^p 1868—1904	Feuchtes Therm. Mittel 1868—1904	Schwarzkugel Therm. Mittel 1878—1904	Therm. üb. Gras Mittel 1861—1904	Therm. üb. Gras Min. 1861—1904	Mittl. Bodentemperatur $8'$ 1867—1904	Mittl. Bodentemperatur $5'$ 1867—1904	Mittl. Bodentemperatur $3'$ 1867—1904	Meerestemp. Mittel 31 J.	Dampfdruck Mittel	Relative Feuchtigkeit 9^a 1868—1904	Relative Feuchtigkeit 3^p 1868—1904	Relative Feuchtigkeit 9^p 1868—1904	Relative Feuchtigkeit Mittel
Januar	17.3	15.6	63.0	12.5	2.5	19.1	19.6	21.8	21.5	9.4	42	34	52	46
Februar	17.6	15.8	62.7	12.5	2.6	19.8	20.3	22.3	21.6	9.6	44	35	53	47
März	16.5	14.8	59.6	11.0	1.0	20.1	20.3	21.4	20.1	9.3	48	40	58	52
April	14.6	13.0	54.4	8.8	−0.8	19.7	19.4	19.4	17.7	8.8	58	48	66	60
Mai	12.5	10.8	48.3	6.6	−3.4	18.9	17.9	17.1	14.9	8.2	70	58	74	70
Juni	11.1	9.3	44.0	4.8	−4.2	17.9	16.3	15.0	12.5	7.7	78	68	82	77
Juli	10.1	8.2	44.3	3.4	−3.9	16.8	15.0	13.6	11.2	7.1	78	66	81	77
August	11.0	9.2	47.9	4.2	−4.7	16.1	14.3	13.4	11.8	7.4	72	61	78	72
September	12.2	10.3	52.4	5.4	−2.2	15.9	14.4	14.2	13.7	7.7	63	55	72	66
Oktober	13.8	11.9	55.9	7.4	−1.9	16.2	15.2	15.7	16.1	8.1	53	48	65	58
November	15.2	13.4	59.6	9.5	−0.1	17.0	16.5	18.0	18.6	8.5	47	41	59	51
Dezember	16.4	14.8	61.6	11.4	0.3	18.1	18.1	20.1	20.5	9.0	43	36	54	47
Jahr	14.0	12.3	54.5	8.1	−4.7	18.0	17.3	17.7	16.7	8.4	55	48	65	58

[1]) Mittel: 9^h, 9^h Max. Min.

Digitized by Google

	Bewölkung					Sonnenschein Dauer in Stund.		Verdunstung	Windgeschw.	Niederschlag Adelaide	
	9a	Mittag	3p	6p	9p	Monatl.	Tägl.	Mittel	mps.	Nord	Süd [1]
			1868—1904			1882—1904		1870—1904	1878—1904	20 J.	48 J.
Januar	4.1	3.6	3.4	3.6	3.2	303	9.8	225	3.1	24	22
Februar	4.0	3.5	3.3	3.2	2.9	264	9.4	186	2.9	12	13
März	4.5	4.2	3.9	3.8	3.3	243	7.9	150	2.6	50	27
April	5.2	5.6	5.3	4.8	4.2	183	6.1	88	2.5	50	47
Mai	5.8	6.3	6.2	5.4	5.0	153	4.9	52	2.4	52	70
Juni	6.5	6.8	6.5	5.9	5.5	122	4.1	32	2.6	82	74
Juli	6.1	6.5	6.2	5.5	5.0	140	4.5	34	2.6	62	65
August	6.1	6.2	5.9	5.4	5.0	162	5.2	48	2.8	61	59
September	5.7	5.8	5.3	4.9	4.5	183	6.1	74	2.9	43	43
Oktober	5.6	5.2	4.9	4.6	4.2	226	7.3	123	3.1	42	44
November	5.2	4.7	4.3	4.3	3.8	270	9.0	169	3.1	26	26
Dezember	4.6	4.1	3.7	3.6	3.2	303	9.8	215	3.1	24	22
Jahr	5.3	5.2	4.9	4.6	4.2	2552	7.0	1396	2.8	528	512
								Jahr Max.		784	744
								Jahr Min.		341	323

Vereinsnachrichten.

Die Deutsche Meteorologische Gesellschaft hat bei Gelegenheit ihrer in Hamburg vom 28. bis 30. September d. Js. abgehaltenen XI. Allgemeinen Versammlung und gleichzeitigen Feier ihres 25jährigen Bestehens, worüber in dieser Zeitschrift später ein ausführlicher Bericht veröffentlicht werden wird, beschlossen, das nachstehende internationale Preisausschreiben zu erlassen.

Preisausschreiben der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft.

Die Deutsche Meteorologische Gesellschaft schreibt einen Preis von 3000 (drei Tausend) Mark aus für die beste Bearbeitung der bei den internationalen Aufstiegen gewonnenen meteorologischen Beobachtungen, soweit sie veröffentlicht vorliegen.

Bedingungen.

1. Es steht den Preisrichtern frei, geeignetenfalls den Preis zu teilen.
2. An der Preisbewerbung können sich Angehörige aller Nationen beteiligen.
3. Die anonym einzureichenden Bewerbungsschriften sind in deutscher, englischer oder französischer Sprache zu verfassen, müssen einseitig und gut lesbar geschrieben, ferner mit einem Motto versehen und von einem versiegelten Umschlag begleitet sein, der auf der Außenseite dasselbe Motto trägt und inwendig den Namen und Wohnort des Verfassers angibt.
4. Die Zeit der Einsendung endet mit dem 31. Dezember 1911, und die Zusendung ist an den unterzeichneten Vorsitzenden der Gesellschaft (Geheimen Regierungsrat Professor Dr. G. Hellmann, Berlin W 56, Schinkelplatz 6) zu richten.
5. Die Resultate der Prüfung der eingegangenen Schriften durch fünf Preisrichter werden 1912 in der Meteorologischen Zeitschrift bekannt gegeben werden.

Der Vorsitzende der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft.
Hellmann.

Bibliographie.

Anuario del Servicio Meteorolójico de la Direccion del Territorio Marítimo. Tomo octavo, 1906. Valparaiso 1908. 8°. III, 416 S., 1 Tabelle, 1 Tafel.

Bauer, L. A.: Is the earth's action on a magnet only a couple? 8°. S.-A. Terrestr. Magnet. and Atmosph. Electr. XIII, March 1908, S. 25—35.

Bauer, L. A.: Some results of the magnetic survey of the United States. 4°. 5 S. S.-A. Science. N. S. Vol. XXVII, No. 699, 1908.

[1]) Observatorium.

Digitized by Google

Bechtle, A.: Klima, Boden und Obstbau. Die deutschen Klima- und Bodenverhältnisse, ihr Einfluß und ihre Wechselwirkung auf die Obstpflanzen nach den neuesten Forschungen gemeinfaßlich für Obstzüchter dargestellt. Frankfurt a. O., Trowitzsch u. Sohn 1908. 8°. XX, 558 S. Preis geb. 8 ℳ.

Buletinul lunar al observaţiunilor meteorologice din România publicat de St. C. Hepites. Anul XVI, 1907. Bucuresti 1908. 4°. 236 S., 1 Bl., 1 Karte.

Defant, Albert: Über die stehenden Seespiegelschwankungen (Seiches) in Riva am Gardasee. Wien 1908. 8°. 84 S. S.-A. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., Bd. CXVII, Abt. II a

Elsner, Georg von: Wissenschaftliche Ergebnisse der Expedition Filchner nach China und Tibet 1903—1905. IX. Band. Barometrische Höhenmessungen und meteorologische Beobachtungen. Berlin, E. S. Mittler u. Sohn 1908. 8°. VIII, 1 Bl., 236 S., 2 Tafeln.

Ergebnisse der Arbeiten des Samoa-Observatoriums der Kgl. Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen. Abhandlungen der Kgl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Mathemat.-Physik. Klasse. N. F. Bd. VII, Nro. 1. I. Das Samoa-Observatorium von Hermann Wagner. Berlin, Weidmann 1908. 4°. 70 S., 9 Tafeln.

Hann, J.: Die tägliche Variation der Windstärke auf den Berggipfeln in Südindien in ihrer Beziehung zu der täglichen Luftdruckschwankung. Wien 1908. 8°. 64 S. S.-A. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., Bd. CXVII, Abt. IIa.

Hilgard, E. W.: Soils their formation, properties, composition, and relations to climate and plant growth in the humid and arid regions. New York, Macmillan Company 1907. 8°. XXVII, 593 S. Preis 17 s.

Houston, Edwin J.: The wonder book of the atmosphere. New York, Frederick A. Stokes Comp. (1907). 8°. X, 326 S. Preis 1,50 Dollars.

Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands. Herausgegeben von der Preußischen Landesanstalt für Gewässerkunde. Besondere Mitteilungen. Bd. 1 (Heft 2) (Schlußheft des Bandes). Berlin, E. S. Mittler u. Sohn 1907. gr. 4°. 101, 26 S., 16 Tafeln.

— Bd. 2 (Heft 1). Berlin 1907. gr. 4°. 86 S.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1907. Baden. Bearbeitet von Prof. Dr. Ch. Schultheiss. Karlsruhe 1908. 4°. 77 S., 3 Tafeln. S.-A. des II. Teils des Jahresber. des Zentralbur. für Met. u. Hydrogr. für 1907. — Enthält u. a. 20- bzw. 15jährige Mittelwerte für Lufttemperatur, Temperatur-Maxima, Temperatur-Minima, Luftdruck und Niederschlagssummen.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1907. Freie Hansestadt Bremen. Herausgeg. v. Prof. Dr. Paul Bergholz. Jahrgang XVIII. Bremen 1908. 4°. XVI, 79 S. — Enthält u. a. mittlere Vegetationszeiten in Bremen in dem zwölfjährigen Zeitraum 1896—1907.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1907. Württemberg. Herausgeg. von der Kgl. Württemb. Meteorol. Zentralstation. Bearbeitet von Prof. Dr. L. Meyer unter Mitwirkung von Prof. Dr. Mack. Stuttgart 1908. 4°. 60 S., 3 Karten.

Jahrbücher der k. k Zentral-Anstalt für Meteorologie und Geodynamik. Jahrgang 1906. Wien 1908. 4°. XXV, 138, 74, 32, 21 S. Anhang: 18, 13, 17 S. — Der Anhang enthält Arbeiten von Franz Augustin: Beobachtungen über Gewitter und Hagelfälle in Böhmen. Berichte für 1905 und 1906; Rudolf Schneider: Messungen der Sonnenstrahlung an der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien.

Jahres-Bericht des Zentralbureaus für Meteorologie und Hydrographie im Großherzogtum Baden mit den Ergebnissen der moteorologischen Beobachtungen und der Wasserstandsaufzeichnungen am Rhein und an seinen größeren Nebenflüssen für das Jahr 1907. Karlsruhe 1908. gr. 4°. 2 Bl., 116 S., 6 Tafeln.

British **Rainfall** 1907. On the distribution of rain in space and time over the British Isles during the year 1907 as recording by more than 4,000 observers in Great Britain and Ireland and discussed with articles upon various branches of rainfall work. By Hugh Robert Mill. The forty-seventh annual volume. London, Stanford 1908. 8°. 100, 280 S., 4 Tafeln. Preis 10 s.

Rainfall of India. Sixteenth year. 1906. Published by the various Provincial Governments, and issued under the authority of the Government of India, by the Meteorological Department of the Government of India. Calcutta 1908. Folio.

Tabellarische **Reiseberichte** nach den meteorologischen Schiffstagebüchern. 5. Band. Eingänge des Jahres 1907. Berlin, E. S. Mittler u. Sohn 1908. 8°. X, 236 S. (Kaiserl. Marine, Deutsche Seewarte).

Annual **Report** of the Director of the Royal Alfred Observatory for 1907. Colony of Mauritius. Fol. 18 S.

Third annual **Report** of the Meteorological Committee to the Lords Commissioners of His Majesty's Treasury, for the year ended 31 st March, 1908. London 1908. 8°. 164 S., 5 Tafeln. Preis 1 s. 5 d. — Enthält u. a. einen Bericht von W. H. Dines über die aerologische Station in Pyrton Hill.

Results of the magnetical and meteorological observations made at the Royal Observatory, Greenwich, in the year 1906: under the direction of Sir W. H. M. Christie. Edinburgh 1907. 4°. 4 Bl., LIX, CXXVII S., 4 Tafeln.

Resumen de las observaciones meteorológicas efectuadas en la Península y algunas de sus islas adyacentes durante el año 1906. Ordenado y publicado por el Instituto Central Meteorológico. Madrid 1908. 8°. VII, 166 S., 1 Karte.

Schreiber, Paul: Allgemeine Theorie der Wagemanometer. Dresden 1908. 8°. 16 S., 1 Taf. S.-A. Abhandl. d. naturwiss. Gesellsch. Isis.

Vincent, J.: Atlas des nuages. S.-A. Annales de l'Observ. Royal de Belgique. Tome XX. Fasc. IV, Annales météorologiques. Bruxelles 1907. gr. 4°. 29 S, 7 Tafeln.

Voller, A.: Das Grundwasser in Hamburg. Mit Berücksichtigung der Luftfeuchtigkeit, der Lufttemperatur, der Niederschlagsmengen und der Flußwasserstände. 16. Heft, 1907. Hamburg 1908. Fol. 7 S., 4 Tafeln. Preis 3 ℳ.

Zi-Ka-Wei Observatory telegraphic convention for transmission of typhoon and gale warnings according to the Zi-Ka-Wei code. T'ou-Sè-Wè 1907. 8°. 2, 22 S.

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

FOX VISIBLE

:: beste Schreibmaschine ::

Spezial-Modell zum Ausfüllen der Wetterberichte mit allen Spezialzeichen.

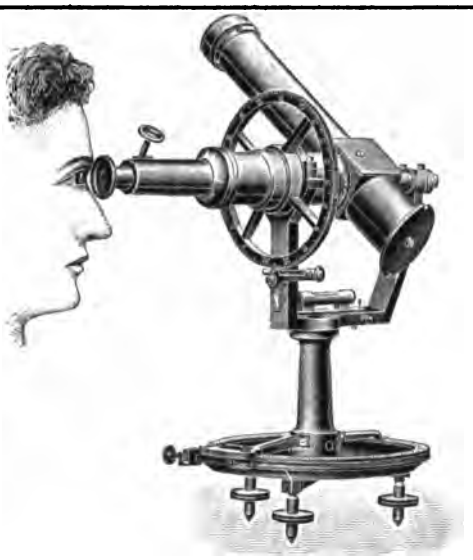
Prospekte gratis

durch

Visible-Schreibmaschinen-Gesellschaft

m. b. H.

Berlin S.W. 19. Wien I.



Ballon-Registrier-Instrumente, System Professor Hergesell. **Original** Dr. De Quervain'sche **Theodoliten. Drachen-Meteorographen** n. Dr. Kleinschmidt. **Baro-Thermo-Hygrographen** eigener Konstruktion. **Seismographen, Wagen und Gewichte** fertigen als Spezialitäten

I. & A. Bosch, Strassburg i. E., Münstergasse 15.

Preislisten deutsch, englisch und französisch.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Aspirations-Psychrometer-Tafeln

herausgegeben vom

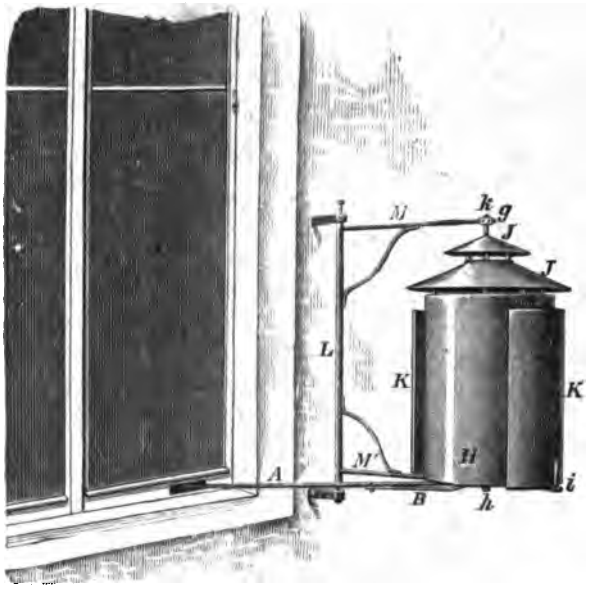
Königlich Preußischen Meteorologischen Institut.

(1908.) Preis geheftet ℳ 6,—, kartoniert ℳ 6,50.

Die Beobachtungen der Luftfeuchtigkeit mittels des Assmannschen Aspirations-Psychrometers oder Aspirators mußten bisher von Fall zu Fall nach den dafür gültigen Formeln besonders ausgewertet werden. Diesem Übelstande wird nunmehr durch die soeben erschienenen, vom Preußischen Meteorologischen Institut herausgegebenen „Aspirations-Psychrometer-Tafeln" abgeholfen. Sie geben unmittelbar den Dampfdruck und die relative Feuchtigkeit fast für jeden Stand des trockenen und feuchten Thermometers und für die gewöhnlichen Luftdruckverhältnisse im Tieflande. Aber auch die Ermittelung der Feuchtigkeitswerte für niedrigen Luftdruck an Gebirgsstationen und im Ballon wird durch passende Hilfstafeln wesentlich erleichtert. Am Schlusse befinden sich noch Tabellen zur Berechnung des Mischungsverhältnisses, der spezifischen Feuchtigkeit und der absoluten Feuchtigkeit.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

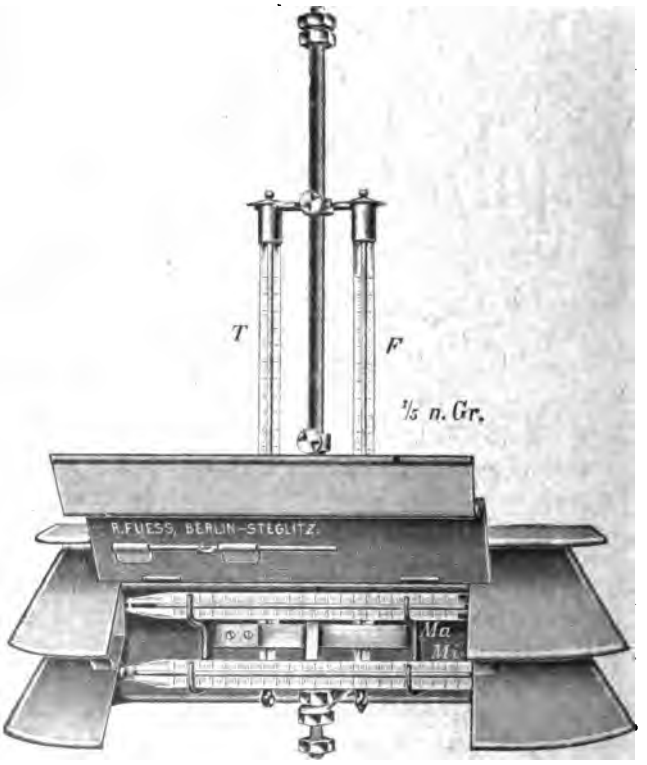
Digitized by Google



R. FUESS

VORMALS J. G. GREINER JR. & GEISSLER

STEGLITZ bei **BERLIN**, Düntherstr. 8.



Digitized by Google

1908 Heft 11 November

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. R. SÜRING
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXV, zugleich Bd. XLIII der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit 11 Textfiguren und einer Tafel.

INHALT.

Seite
G. Hellmann: Die Anfänge der Meteorologie. Mit 4 Textfiguren und einer Tafel 481
F. H. Field: Eine neue Form des Meteorographen und anderer Apparate zum Gebrauch für Drachenaufstiege. Mit 5 Textfiguren 491
Wilh. Schmidt: Zur Erklärung der gesetzmäßigen Verteilung der Tropfengrößen bei Regenfällen 496
M. Rykatschew jun.: Über den Einfluß der Unterlage auf den täglichen Gang der absoluten Feuchtigkeit. Mit 2 Textfiguren 501

Kleinere Mitteilungen:

Seite
J. Hann: Innes über die Luftdruckverhältnisse von Südafrika 510
A. Wagner: Heinz v. Ficker, Zur Meteorologie von Westturkestan 512
W. Halbfaß: Zur Frage der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer 515
J. Hann: Bemerkungen zu dem vorstehenden Artikel 516
A. Wolfer: Provisorische Sonnenflecken-Relativzahlen für das III. Quartal 1908 518
E. Lottermoser: Temperaturbeobachtungen im Hochlande von Guatemala 518
J. Hann: R. Süring über die Ergebnisse der Gewitterbeobachtungen in den Jahren 1903, 1904 und 1905 519
Gewitterfahrt des Dresdener Ballons „Graf Zeppelin" 520
J. H.: Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Caracas in den Jahren 1906 und 1907 521
Regenfall zu Stonyhurst 522
W. Marten: Ergebnisse zehnjähriger Sonnenscheinregistrierungen in Potsdam nebst Bemerkungen über die dabei benutzten Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes und Jordan . 523

Literaturbericht:

S. Skreb: Klossovsky, A., Meteorologie. Allgemeiner Kurs. Teil I. Statische Meteorologie 525
C. Kassner: Fassig, Oliver L., The climate and weather of Baltimore 526
R. Süring: van Bebber, W. J., Anleitung zur Aufstellung von Wettervorhersagen für alle Berufsklassen, insbesondere für Schule und Landwirtschaft. 2. revid. Auflage 527

Bibliographie 527

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis ℳ 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1908

Digitized by Google

Original Lambrecht's Taupunktzeiger

zum direkten Ablesen der absoluten Feuchtigkeit.

Denkbar einfachste Konstruktion. — Ein Präzisions-Instrument ersten Ranges, das auf meteorologischen Stationen zur Vorausbestimmung von Nachtfrost, Gewitter und Hagelwetter im Gebrauch ist.

Beschreibung.

Der Apparat besteht aus einer auf entsprechendem Halter angebrachten Trommel, die vorn durch einen hochglänzend polierten Metallspiegel abgeschlossen ist; aus letzterem ist ein halbrunder Schlitz ausgesägt. In die Trommel wird ein Thermometer eingesetzt und eine bestimmte Menge Schwefeläther eingefüllt. Wenn man nun mittels eines einfachen Gummigebläses durch das an die Trommel angesetzte, rechtwinklig gebogene „Düsenrohr" Luft eintreibt, so streicht sie durch den Äther und bringt diesen zu raschem Verdunsten, wodurch die Temperatur in der Trommel und des die Trommel abschließenden mittleren Teiles des Spiegels allmählich sinkt. In dem Augenblick, in dem die Abkühlung bis zum Taupunkte der den Spiegel berührenden Luft vorgeschritten ist, zeigt sich auf dem Spiegel ein feiner Hauch von niedergeschlagenem Wasser. In diesem Augenblick liest man dem Thermometer die Temperatur ab und erhält dadurch den Taupunkt der Luft.

(Der unterhalb des halbkreisförmigen Schlitzes befindliche Teil des Spiegels ist nicht in unmittelbarer Berührung mit dem Äther und ausserdem durch den Schlitz von dem übrigen Spiegel isoliert. Er kühlt sich daher viel weniger ab und wird noch nicht betaut, wenn die Spiegelfläche über dem Schlitz bereits die Taubildung zeigt. Aus der Vergleichung der beiden Flächen lässt sich daher der Eintritt der Taubildung scharf erkennen.)

Man verlange Gratis-Drucksache Nr. 121.

Wilh. Lambrecht, Göttingen

Gegründet 1859. ✽ (Georgia Augusta).

Inhaber des Ordens für Kunst und Wissenschaft, der großen goldenen und verschiedener anderer Staatsmedaillen. Ehrendiplom, Goldene Fortschritts-Medaille Wien 1906. Prämiiert 1907: Berlin, Dresden, Zürich.

Vertreter in allen größeren Plätzen des In- und Auslandes.

Generalvertrieb für die Schweiz, Italien und die österreichischen Alpenländer durch:

C. A. Uibrich & Co. in Zürich.

Digitized by Google

Digitized by Google

Meteorol. Zeitschrift 1908, 11.

„Turm der Winde" auf der Agorá in Athen.

Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 25 * 1908 * Heft 11.

Die Anfänge der Meteorologie[1]).

Von G. HELLMANN.

Mit 4 Figuren im Text und einer Tafel.

Die Meteorologie als Wissenschaft ist jung, aber als Wissenszweig sehr alt, vielleicht so alt wie die Menschheit.

In der Tat, die Anfänge der Meteorologie sind bei den Anfängen der menschlichen Kultur zu suchen. In jenen entlegenen Zeiten war der Mensch, der sich als Jäger oder Ackerbauer vorzugsweise im Freien aufhielt, vom Wetter mehr abhängig, als wir es jetzt sind, und wurde dadurch von selbst dazu geführt, auf die atmosphärischen Erscheinungen häufig zu achten. Er tat dies natürlich nicht um der Sache selbst willen, um etwa die Gesetze der Atmosphäre zu erforschen, sondern um sich dadurch Vorteile zu verschaffen. Er wollte lernen, sich gegen die Unbilden des Wetters zu schützen, das für seine Unternehmungen günstige Wetter zu erspähen, die klimatisch geeignetste Lage für das Gedeihen seiner Feldfrüchte zu erkunden.

Die in dieser Hinsicht gemachten Erfahrungen vererbten und vermehrten sich von Geschlecht auf Geschlecht und bildeten schon frühzeitig einen festen Bestandteil im Wissen des Volkes. Es war die volkstümliche Wetterweisheit, die heute noch fortlebt und wohl für alle Zeiten Bestand haben wird. Sie war und ist noch jetzt in die Form kurzer Sentenzen oder absoluter Aussprüche gekleidet, weil sie sich so dem Gedächtnis besser einprägt. Ein großer Teil dieser Wetterregeln beruhte zwar auf der Beobachtung natürlicher Wetterzeichen, wie der Winde, Wolken und Lichterscheinungen am Himmel, war aber sehr oft aus falschen Schlußfolgerungen und Gedankenverbindungen hervorgegangen, und entsprechend dem niedrigen geistigen Niveau der Volksbildung vielfach auch mit abergläubischen Vorstellungen gepaart.

Wir dürfen uns also nicht vorstellen, daß die Wetterregeln, die sich z. B. in der Bibel, namentlich im Buch Hiob, bei Homer und bei Hesiod, also in Schriften des 8. Jahrhunderts vor Christi, in so reicher Auswahl vorfinden, zu jener Zeit in Palästina bzw. in Griechenland erst entstanden wären. Die Vertrautheit des Volkes mit ihnen, ihr zwangloser Gebrauch bei den Schriftstellern zeigt uns vielmehr, daß sie bereits als ein uralter Bestand der damaligen Kultur angesehen werden müssen. Ja, wir haben guten Grund zu glauben, daß ein Teil der heute noch im Volksmunde lebenden Wetterweisheit und des Wetteraberglaubens sogar aus der indogermanischen Urheimat stammt.

In zwei Fällen ist es mir nämlich gelungen, das hohe Alter des modernen Wetterglaubens unseres Volkes sicher zu erweisen, und zwar ist es bezeichnenderweise

[1]) Vortrag, gehalten am 28. September 1908 zu Hamburg in der öffentlichen Sitzung der XI. Allgemeinen Versammlung der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft. — Dasselbe Thema in etwas anderer Fassung und mit besonderer Rücksichtnahme auf die Entwickelung der Meteorologie in England habe ich behandelt in einem Vortrage, den ich auf Einladung der R. Meteorological Society im Frühjahr dieses Jahres in London gehalten habe (Quart. Journ. R. Met. Soc., Oct. 1908).

Digitized by Google

beidemal ein Wetteraberglaube; denn nichts wurzelt in den Vorstellungen des Volkes so fest wie gerade der Aberglaube.

In ganz Europa legt man bekanntlich den zwölf Nächten, den sogenannten „Zwölften", oder den zwölf Tagen, die man ursprünglich mit dem Jahresanfang, später aber, unter dem Einfluß der christlichen Kirche, mit dem Weihnachtsfest beginnen ließ, eine besondere prognostische Bedeutung bei. Die Witterung dieser zwölf Nächte bzw. Tage soll nämlich mit derjenigen der zwölf Monate des folgenden Jahres übereinstimmen. Abgesehen von der noch heute lebendigen Überlieferung durch den Volksmund läßt sich dieser Wetteraberglaube durch die Literatur rückwärts bis ins 15. Jahrhundert verfolgen; noch früher findet man ihn in zahlreichen Handschriften bis zurück ins 9. Jahrhundert. Auch dem im 8. Jahrhundert lebenden schottischen Kirchengelehrten Beda Venerabilis ist er nicht unbekannt, und das im 6. Jahrhundert entstandene byzantinisch-griechische Sammelwerk über den Landbau, die „Geoponika", lehrt uns, daß schon Demokrit, der dem 5. Jahrhundert vor Christi angehört, ihn in etwas anderer Form kannte. Lernen wir nun noch von den Sanskritisten, daß die vedischen Texte die „zwölf Nächte" gleichfalls kennen und als Sinnbild des darauffolgenden Jahres auffassen, so scheint es höchst wahrscheinlich, daß dieser Wetteraberglaube uralten indogermanischen Ursprungs ist. Die europäischen Völker haben ihn aus der gemeinsamen Urheimat mitgebracht. Aber nicht bloß westwärts von Indien hat er sich bei den Indogermanen ausgebreitet und erhalten, auch nach Osten ist er gewandert; denn noch heute wird in China in der Neujahrsnacht ein Brauch geübt, welcher der indogermanischen Vorstellung über die prognostische Bedeutung des Jahresanfanges für das Wetter des nächsten Jahres durchaus entspricht.

Ein anderer Wetteraberglaube führt uns nach Alt-Babylon als Ursprungsstätte. In vielen europäischen Volksbüchern früherer Zeit und in dem in Schweden heute noch gedruckten Jahrmarktsbuch „Sibyllae Prophetia" finden sich Prognosen für die Witterung und die Fruchtbarkeit des ganzen Jahres aus dem Donner in den einzelnen Monaten. Diese „signa tonitrui" lassen sich in Handschriften aller Sprachen Westeuropas bis tief ins Mittelalter zurück verfolgen und gehen zunächst sicherlich auf die reiche Literatur der Gewitterkalender oder Brontologien zurück, an deren Abfassung im 4. und 5. Jahrhundert selbst byzantinische Kaiser beteiligt waren und die eine ungeheure Verbreitung gehabt haben müssen. In einem ähnlichen Kapitel der bereits genannten „Geoponika" wird diese Lehre dem Zoroaster zugeschrieben. Wenn dieser auch wohl nicht der eigentliche Urheber der Lehre war, so deutet doch sein Name ungefähr die geistige Sphäre an, der sie entstammt, nämlich dem alten Orient. Und in der Tat fand ich in den Schriften der beiden Assyriologen Sayce und Lénormant die Beweise dafür, daß dieser Gewitteraberglaube chaldäischen Ursprungs ist[1]).

Damit sind wir in eine historisch schon besser verbürgte Periode, in die sumerisch-babylonische Kulturepoche, gelangt. Der Zustand der Meteorologie als eines Wissenszweiges hat in ihr, also etwa 2 bis 3 Jahrtausende vor Christi, schon ein wesentlich anderes Gepräge als in jener eben skizzierten Urzeit, in der die ersten Wetterregeln entstanden.

Nachdem sich in den Priesterkasten die ersten Anfänge des Gelehrtentums ausgebildet hatten und die Beobachtung des gestirnten Himmels gewisse Gesetz-

[1]) Vgl. meine Mitteilung in dieser Zeitschrift 1896, S. 236.

Digitized by Google

mäßigkeiten hatte erkennen lassen, wurden auch die atmosphärischen Erscheinungen mit den Konstellationen der Gestirne in kausalen Zusammenhang gebracht und ein schon recht kompliziertes System von Folgeerscheinungen aufgestellt, das den Ursprung der Astro-Meteorologie bedeutet. Diese bildete geradezu einen integrierenden Bestandteil der assyrisch-babylonischen Religion und hat auch später im ganzen Kulturbereich Europa-Asiens bis zum Ende des 17. Jahrhunderts eine entscheidende Rolle gespielt, ja sie ist selbst heute noch nicht ganz ausgestorben.

Dank der denkwürdigen Auffindung der astrologischen Keilschrift-Bibliothek von Assurbanipal durch Sir Henry Rawlinson, die jetzt im British Museum aufbewahrt wird und von der größere Abschnitte erst ganz neuerdings von R. Campbell Thompson und Franz K. Kugler entziffert worden sind, haben wir zum erstenmal einen näheren Einblick in das astro-meteorologische System der Bewohner des Zweistromlandes erhalten, dessen Vorhandensein die Schriftsteller des griechischen und römischen Altertums wohl öfters angedeutet, das sie aber nie des näheren erläutert haben.

Die meteorologischen Aufzeichnungen der Chaldäer waren durchaus selektiver Natur und bezogen sich in erster Linie auf atmosphärische Lichterscheinungen, insbesondere auf die Halos, bei denen sie den kleinen von 22° („tarbaṣu“) von dem großen von 45° („supuru“) wohl zu unterscheiden wußten. Nächstdem achtete man auf Wolkenerscheinungen, Winde, Stürme und Gewitter. Diese Beobachtungen dienten aber anscheinend seltener zur eigentlichen Wetterprognose, die in dem beständigen Klima Babylons nicht eben ein großes Bedürfnis war, als vielmehr zur Prophezeiung allerlei guter und böser Dinge. Die Prognosen und Prophezeiungen waren stets an den Herrscher des Landes gerichtet und verzeichnen am Schluß gewöhnlich den Prognosensteller bzw. den Gewährsmann, auf den sich die Vorhersage stützt. Hier einige meteorologische Beispiele:

(Thompson Nr. 173.) Wenn ein Halo die Sonne umgibt, wird Regen fallen. Nach Irassi-ilu.

(Thompson Nr. 248.) Wenn eine Wolke am Himmel schwarz wird, wird ein Wind blasen. Nach Nabi-ahi-iriba.

(Thompson Nr. 261.) Wenn es donnert in Sebat, wird ein Einfall von Heuschrecken stattfinden. . . . usw.

Das sind also zum Teil schon Voraussagungen im Sinne der späteren römischen „omina“ und „portenta“, die durch sakrale Handlungen von den pontifices gesühnt werden mußten. Ich darf hierbei nicht unterlassen, hervorzuheben, daß sich in den alten vedischen Texten ganz ähnliche Deutungen meteorologischer Vorgänge vorfinden, für die auch gleich die Sühnopfer angegeben werden, die sie erheischen. So heißt es z. B. in einem Kommentar (Adbhutabrâhmaṇa) des Sâmaveda nach der Übersetzung von A. Weber[1]): „Nach der Luft hin wende sich, wem da übermäßige Winde wehen, und wem in den Wolken unförmliche Gestalten sich zeigen . . ., wenn von oben Staub-, Fleisch-, Knochen-, Blut-Regen sich ergießen . . ., wenn man nachts einen Regenbogen sieht . . ., die Bäume Blut schwitzen, in der Luft sich ein Königspalast [wohl Fata Morgana] zeigt u. dgl. m. Alle diese [Zeichen] sind dem Vayu geweiht. Mit dem Spruche ‚Der Wind weht Heilung herbei‘ opfere er eine im Topfe gekochte Gabe . . .“ usw.

[1]) A. Weber, Zwei vedische Texte über omina und portenta. Berlin 1859. 4°. (Abh. Berl. Ak. 1858.)

Digitized by Google

Aus den Keilinschriften, von denen ja nur ein relativ kleiner Teil gerettet und nur wenige bisher entziffert worden sind, hat sich die Andeutung von dem Vorhandensein meteorologischer Theorien bislang nicht ergeben. Es erscheint mir aber eine sehr beachtenswerte Tatsache, daß die Babylonier schon die achtteilige Windrose gebrauchten und sie in einfachster Weise aus der Kombination von vier Hauptrichtungen bildeten, während man bisher allgemein annahm, daß erst im Kreise Karls des Großen, vielleicht auf Veranlassung seines aus York in England stammenden gelehrten Mönches Alcuin, der Fortschritt gemacht wurde, zur Bezeichnung aller Windrichtungen nur die Namen der vier Hauptrichtungen Nord, Ost, Süd, West kombinatorisch zu benutzen. Denn die Griechen und Römer hatten für jeden Wind einen besonderen Namen, wie es bei den italienischen Seeleuten im Mittelmeer heute noch Brauch ist. Die babylonischen Hauptrichtungen werden in der Reihenfolge Süden, Norden, Osten, Westen aufgeführt und heißen šutu, iltanu, šadū, amurra. Durch Verbindung dieser Namen mit „und“ (babylonisch u) entstehen die vier Nebenrichtungen, z. B. šutu u šadū = Südosten, iltanu u amarru = Nordwesten, usw.

Daß die babylonische Sternkunde die griechische beeinflußt hat, berichten schon die Schriftsteller des Altertums, indessen läßt sich bei den meteorologischen Vorstellungen, denen wir in der griechischen Literatur begegnen, ein solcher Einfluß mit Sicherheit nicht nachweisen. Zwar werden bei Hesiod mancherlei astrometeorologische Regeln mitgeteilt, die teilweise aus dem Orient stammen können, allein schon seit dem 6. Jahrhundert vor Christi scheinen die Griechen regelmäßig meteorologische Beobachtungen angestellt zu haben, und fast noch ein Jahrhundert früher begegnen wir den Anfängen einer meteorologischen Theorie, die der hohe wissenschaftliche Sinn der Griechen zuerst gezeitigt hat.

Abgesehen nämlich davon, daß Theophrast (372—287 v. Chr.) ausdrücklich mehrere Männer mit Namen nennt, die in verschiedenen Städten Kleinasiens und Griechenlands astronomische und meteorologische Beobachtungen angestellt haben, müssen wir auf das Vorhandensein solcher Aufzeichnungen schließen aus der Einrichtung jener eigenartigen Parapegmata oder Steckkalender, die seit Metons Zeiten an Säulen auf öffentlichen Plätzen zur allgemeinen Belehrung des Volkes aufgestellt waren. Sie enthielten, ähnlich wie ein moderner Witterungskalender, die durchschnittlichen meteorologischen Daten für einzelne Tage oder Zeitabschnitte, deren zeitliche Festlegung durch die Auf- und Untergänge von Sternen gegeben war. Auch daraus, daß diese Parapegmata von Ort zu Ort verschieden waren, geht deutlich hervor, daß sie auf besonderen Beobachtungen beruhten. Ich gebe in Fig. 1 das Bild von Fragmenten zweier in Milet gefundenen Parapegmen, die jetzt im Berliner Museum aufbewahrt werden, und hierunter auszugsweise einige Beispiele aus einem Parapegma, das dem bekannten Astronomen Geminos zugeschrieben wird:

31. August. Aufgang der Schultern der Jungfrau. Die Etesien hören auf zu wehen.

5. September. Aufgang des Arkturus. Südwind, Regen und Gewitter.

12. September. Das Wetter hat Neigung sich zu ändern.

14. September. Vorherrschend schönes Wetter für sieben Tage, nachher tritt Ostwind ein.

In diesen Parapegmen überwiegen die Windbeobachtungen, was uns nicht wundernehmen darf; denn die praktischen Bedürfnisse der Schiffahrt wiesen direkt auf sie hin, und der spekulative Sinn der Griechen hat sich von jeher gern mit der Entstehung der Winde beschäftigt. Während man noch zu Homers Zeiten die Winde

Digitized by Google

als selbständige Wesen, als Gottheiten, auffaßte, gibt der jonische Naturphilosoph Anaximander im 5. Jahrhundert zuerst eine wissenschaftliche Definition des Windes, die wir heute noch als richtig ansehen: „ἄνεμον εἶναι ῥύσιν ἀέρος", der Wind ist ein Fließen der Luft.

So wird es erklärlich, daß die Griechen schon frühzeitig Windfahnen hatten, die das älteste meteorologische Instrument darstellen, und von denen uns ein architektonisch interessantes Beispiel im sogenannten „Turm der Winde" zu Athen teilweise erhalten geblieben ist. Aber freilich möchte ich nicht glauben, daß der Hauptzweck dieses Bauwerkes von Andronikos Kyrrhestes die Bestimmung der Windrichtung war. Er liegt auf dem tiefgelegenen Marktplatz (ἀγορά, s. Tafel) unmittelbar unter der hohen Akropolis und ist deshalb zur Beobachtung der wahren Windrichtung wenig geeignet. Vielmehr dürfte die im Gebäude aufgestellte Wasseruhr oder Klepsydra, die von einer nahen Quelle gleichen Namens gespeist wurde, auf dem viel frequentierten Marktplatz in erster Linie die Zeit haben angeben sollen, und der Erbauer hat damit aus rein architektonischen und Schönheits-Gründen einen achteckigen Windturm verbunden. Ich werde in dieser Ansicht durch die Tatsache bestärkt, daß nach dem Zeugnis von Theophrast die athenischen Astronomen und Meteorologen nicht gern in der tief liegenden Stadt beobachteten, sondern auf dem freigelegenen Hügel Hymettos außerhalb derselben.

Fig. 1.

Parapegmenfragmente aus Milet.

Zu jener Zeit, d. h. etwa im ersten Jahrhundert vor Christi, müssen die Windfahnen schon eine ziemlich weitgehende Verbreitung und auch Vervollkommnung gehabt haben; denn der römische Schriftsteller über den Landbau, Terentius Varro, berichtet, daß man auf römischen Landhäusern bereits sogenannte „durchgehende Windfahnen" hatte, so daß man die Windrichtung im Zimmer ablesen konnte. Dabei ist es mir aber immer sehr auffällig erschienen, daß wir trotzdem kein besonderes griechisches oder lateinisches Wort für Windfahne kennen.

Die ältesten quantitativen meteorologischen Beobachtungen scheinen im ersten Jahrhundert christlicher Zeitrechnung in Palästina gemacht worden zu sein, und zwar am Regenfall, dessen Ausmaß für das Gedeihen der Ernte gerade im Mediterranklima als von entscheidendem Einfluß frühzeitig erkannt wurde. Vergleicht man die in der Mischnah, einer Sammlung jüdischer Schriften aus jener Zeit, überlieferten normalen Regenmengen für eine gute Ernte mit den modernen Messungen in Jerusalem, so ergibt sich eine sehr weitgehende Übereinstimmung, woraus der

Digitized by Google

Schluß gezogen werden kann, daß das Klima von Palästina in dieser Hinsicht seitdem keine merkliche Änderung erlitten haben kann. Es ist Ihnen wohl bekannt, daß vor etwa 70 Jahren Arago aus phänologischen bzw. pflanzengeographischen Gründen zu derselben Schlußfolgerung gelangte.

Aber auch die Grundlage eines der wichtigsten meteorologischen Instrumente, des Thermometers, verdanken wir dem klassischen Altertum. Es wird das manchen von Ihnen in Verwunderung versetzen; denn noch ist gerade in naturwissenschaftlichen Fachkreisen vielfach die alte Meinung verbreitet, daß das Altertum in instrumenteller Hinsicht nichts geleistet und das Experiment kaum gekannt habe. Je mehr wir aber, dank der modernen philologischen Forschung, die sich häufig den Realien statt nur der schönen Literatur zuwendet, die naturwissenschaftliche und technische Literatur der Griechen und Römer kennen lernen, um so mehr müssen wir uns davon überzeugen, daß das Altertum auch in dieser Beziehung mancherlei und zum Teil sehr beachtenswerte Resultate aufzuweisen hat.

In den physikalisch-technischen Werken Philons von Byzanz, der wahrscheinlich im 3. Jahrhundert vor Christi, und Herons von Alexandria, der nach ihm, vermutlich im 1. christlichen Jahrhundert gelebt hat, begegnen wir zwei Apparaten, die wir als den Urtypus des Thermoskops ansprechen müssen. Die Beschreibung Philons in seinem Werke „De ingeniis spiritualibus“ (über die Luftmaschinen), dessen griechisches Original verloren gegangen und das nur in arabischer und lateinischer Übersetzung erhalten ist, hat in deutscher Übertragung folgenden Wortlaut:

Man stelle eine Bleikugel von mäßiger Größe her, die inwendig leer und geräumig ist. Sie sei weder zu dünn, um nicht gleich zu platzen, noch zu schwer, aber ganz trocken, auf daß unsere Absicht besser zur Ausführung kommt. Dann durchbohre man sie oben, setze einen gebogenen Heber ein, der fast bis auf den Boden reiche. Auch stelle man das andere Ende desselben Hebers in ein anderes, mit Wasser gefülltes Gefäß. Dieses Ende reiche wie in dem ersten Gefäße fast bis auf den Boden, um den Ausfluß des Wassers zu erleichtern... Ich behaupte also, wenn man die Kugel in die Sonne stellt, so wird nach Erwärmung der Kugel ein Teil der in der Röhre eingeschlossenen Luft hinausgehen. Dies wird man sehen, weil die Luft aus der Röhre ins Wasser strömt, es in Bewegung setzt und viele Luftblasen, eine nach der anderen, hervorruft. Wird aber die Kugel in den Schatten gestellt, oder an irgend eine Stelle, zu der kein Sonnenstrahl dringt, so wird das Wasser durch die Röhre emporsteigen, bis es nach unten in die (Blei-)Kugel fließt. Stellt man sie nachher wieder in die Sonne, so wird das Wasser in jenes Gefäß zurückfließen ... und so oft man den Vorgang wiederholt, wird sich allemal diese Erscheinung zeigen. Auch wenn man die Kugel mit Feuer erwärmt oder heißes Wasser auf sie gießt, wird dieselbe Wirkung erzielt....

Etwas komplizierter ist der analoge Apparat Herons, den er Traufe (*λιβάς*) nennt. Er träufelt, wenn die Sonne darauf scheint.

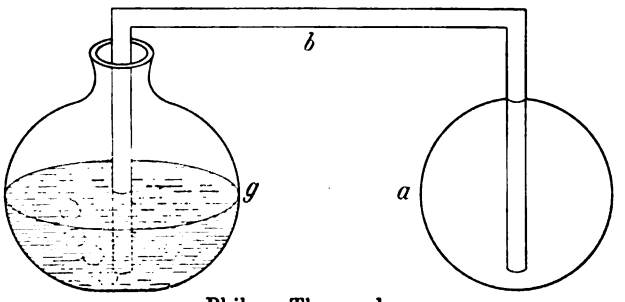
Nun ist aber gerade die Schrift Herons von den Druckwerken (*πνευμάτικα*), die schon im Altertum und im frühen Mittelalter handschriftlich eine große Verbreitung gefunden zu haben scheint, in dem 18 jährigen Zeitraum von 1575 bis 1592 nicht weniger als zweimal in lateinischer und dreimal in italienischer Übersetzung erschienen und hat wahrscheinlich nahezu gleichzeitig drei Gelehrten jener Zeit die Anregung zur Konstruktion des Thermoskops gegeben, nämlich Galilei, Porta und Drebbel, die alle drei um die Wende des 16. Jahrhunderts dahingehende Versuche machten.

Digitized by Google

So zeigt sich also ein interessanter Zusammenhang zwischen den physikalischen Leistungen zweier um 1800 Jahre auseinanderliegenden Perioden.

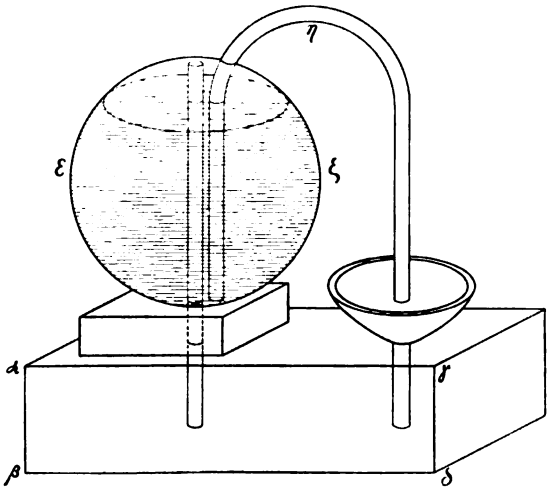
Wie ich schon vorhin bemerkte, waren die Griechen auch die ersten, die wissenschaftliche Erklärungen der atmosphärischen Erscheinungen zu geben versuchten und meteorologische Theorien aufstellten. In der Tat, seit der ältesten Schule der jonischen Naturphilosophen gibt es wenige griechische Philosophen, die sich nicht mit irgend einem Zweige der Meteorologie beschäftigt haben. Diese umfaßte damals allerdings ein viel weiteres Gebiet als jetzt; denn außer der eigentlichen Meteorologie im modernen Sinne begriff sie noch einen großen Teil der physikalischen Geographie und der Astronomie in sich. Die beliebtesten Gegenstände meteorologischer Forschung waren der Ursprung der Winde, die Ursache der Niederschläge, einschließlich der regelmäßigen Nilüberschwemmung, sowie die Theorie des Regenbogens. Aber auch allgemeine kosmologische Spekulationen wurden vielfach von den Meteorologen angestellt, die häufig einer genügenden Grundlage entbehrten, sich als phantastisch erwiesen und, vom rein praktischen Standpunkt aus beurteilt, nutzlos erschienen. Diese Sucht zu theoretisieren ging so weit, daß die Meteorologie zu Sokrates' Zeiten völlig in Mißkredit geriet. Man prägte in Athen ein neues Wort (μετεωρολέσχης an Stelle von μετεωρόλογος), um einen Mann zu bezeichnen, der von hohen Dingen schwätzt, und des Aristophanes Lustspiel „Die Wolken" scheint ausdrücklich zur Verspottung dieser Theoretiker geschrieben worden zu sein.

Fig. 2.



Philons Thermoskop.

Fig. 3.



Herons Teleskop.

Die Geißelung der Hypothesenschmiede hatte eine heilsame Wirkung; denn man hielt sich nun mehr an Tatsächliches, und schon ein Jahrhundert später erreichte die meteorologische Forschung einen solchen Stand, daß Aristoteles zum ersten Male ein systematisches Lehrgebäude der Meteorologie aufstellen konnte, das nahezu zwei Jahrtausende lang maßgebend geblieben ist. Von einem modernen Standpunkt betrachtet, ist die Meteorologie des Aristoteles natürlich längst antiquiert und wertlos geworden; wenn man sich aber in den Geist jener Zeit zurückversetzt und den damaligen allgemeinen Zustand der Wissenschaften überhaupt mit in Betracht zieht, wird man zugestehen müssen, daß unter den zahlreichen Schriften des Aristoteles gerade seine Meteorologie eine der ausgezeichnetsten Leistungen darstellt und des größten Systematikers aller Zeiten wohl wert ist.

Digitized by Google

Es würde mich zu weit führen, wollte ich hier die Vorzüge und Schwächen der Aristotelischen Meteorologie eingehender auseinandersetzen. Es möge genügen, zu bemerken, daß seine hervorragendsten Nachfolger, wie Theophrast und Posidonius, nur wenig zur Verbesserung seines Lehrgebäudes hinzugefügt haben, daß dieses vielmehr zu zahllosen Kommentaren und Paraphrasen die Veranlassung gab. Alle Lehrbücher der Meteorologie, die bis zum Ende des 17. Jahrhunderts erschienen, und noch gar manche von den späteren beruhen fast ausschließlich auf der Darstellung des Aristoteles.

Bei den Römern machte die Meteorologie, wie fast alle Zweige der Wissenschaft von nicht unmittelbar praktischem Wert, nur geringe Fortschritte. Plinius, Seneca und Lucrez fügen wenig Neues zu dem meteorologischen Wissen der Griechen hinzu, und vermutlich werden die meist verloren gegangenen Schriften von Nigidius Figulus und Suetonius Tranquillus nicht mehr enthalten haben. Bei Vergil lernen wir einige neue Wetterregeln kennen, die in Italien selbst entstanden sind, und ein Schriftsteller über den Landbau, Columella, der ein großes Gut bei Cádiz in Südspanien besaß, hat uns ein recht interessantes „Calendarium rusticum", eine Art von landwirtschaftlichem Kalender mit meteorologischen und phänologischen Angaben hinterlassen.

Dagegen war der ausgedehnte Kolonialbesitz der Römer sehr geeignet dazu, die bis dahin nur vagen Vorstellungen von den klimatischen Verschiedenheiten der Länder zu verfeinern. Wie seiner Zeit die große militärische Expedition Alexanders des Großen nach Innerasien und Indien den Griechen zuerst die Kenntnis von den Monsunwinden vermittelt hatte, so waren jetzt die Römer die ersten, die sich des Unterschiedes zwischen dem Kontinental- und dem maritimen Klima bewußt wurden. Minucius Felix, ein christlicher Schriftsteller aus Afrika im 2. Jahrhundert, bemerkt vom Klima Großbritanniens: „Britannia sole deficitur, sed circumfluentis maris tepore recreatur" (Britannien hat wenig Sonnenschein, erfreut sich aber eines milden Klimas infolge des warmen Seewassers, das es umfließt).

Der große Kulturrückschritt, der nach dem Fall des römischen Reiches in Europa eintrat, brachte auch den Wissenschaften einen langdauernden Stillstand, da sie nur innerhalb der christlichen Kirche ein bescheidenes Leben fristeten. Immerhin hörte auch damals die Beschäftigung mit meteorologischen Problemen nie ganz auf; denn die Kirchenväter, die über das Siebentagewerk der mosaischen Schöpfungsgeschichte, das sogenannte Hexaëmeron, zahlreiche Kommentare schrieben, fügten bei der Erörterung des ersten Schöpfungstages oft lange Kapitel über die Beschaffenheit der Atmosphäre und über deren wechselvolle Erscheinungen ein.

Zu Anfang des Mittelalters sind es die großen Enzyklopädisten, wie Isidorus Hispalensis in Spanien, Beda Venerabilis in England und Rabanus Maurus in Deutschland, sowie viele andere, die der Meteorologie als einem Wissensgebiet größere Beachtung schenken, aber auch das Interesse des Volkes an meteorologischen Fragen muß damals schon wieder lebhafter geworden sein; denn bereits im 10. Jahrhundert entstand in England ein in angelsächsischer Sprache geschriebenes Volksbuch, das ausschließlich über astronomische und meteorologische Dinge Belehrung erteilt. Es muß nach den jetzt noch vorhandenen Exemplaren zu urteilen eine weite Verbreitung gefunden haben und ist wahrscheinlich aus irisch-schottischen Mönchskreisen hervorgegangen, die damals den höchsten Stand europäischer Bildung repräsentierten. Von meteorologischen Dingen behandelt es in volkstümlich-naiver Weise die Winde, den Regen, Hagel, Schnee und Donner.

Digitized by Google

Ein allgemeiner Aufschwung wissenschaftlicher Studien trat zu Ende des 12. Jahrhunderts ein, als die Schriften des Aristoteles, darunter auch seine Meteorologie, zur Kenntnis der Abendwelt gelangten, und zwar nicht direkt in den griechischen Originalen, die man damals in Westeuropa noch nicht hätte lesen können, sondern in lateinischen Übersetzungen, die in Spanien aus arabischen Übertragungen gemacht wurden. Das formell so vollendete meteorologische System des großen Stagiriten übte nun von neuem einen gewaltigen Einfluß auf die Schriften der Gelehrten und auf ihre Lehrtätigkeit in den eben gegründeten Universitäten aus, auf denen unter dem Titel „Meteora" regelmäßige Vorlesungen und sogar Übungen über Meteorologie gehalten wurden, die allerdings wesentlich nur in der Auslegung der Meteorologie des Aristoteles bestanden. Höchstens wurde noch die „Naturalis Historia" von Plinius dabei berücksichtigt oder in besonderen Vorlesungen das durch arabischen Einfluß weiter ausgebaute astro-meteorologische System des Altertums behandelt.

Zu jener Zeit schrieb Albertus Magnus in Cöln seine großen meteorologischen Werke (De Meteoris Libri IV und De Passionibus aëris), in denen er die Ansichten des Aristoteles mit denen der übrigen Autoren vergleicht und diskutiert, sowie seine eigenen Bemerkungen und Wahrnehmungen hinzufügt, die oft von einer guten Beobachtungsgabe Zeugnis ablegen. Ebenso bringt Vincent de Beauvais in Frankreich, Thomas de Cantimpré in Belgien, Ristoro d'Arezzo in Italien, Bartholomaeus de Glanvilla in England die Aristotelischen Ideen zur Kenntnis weiter Kreise in ihren großen naturwissenschaftlichen Werken, die meist den Titel „De natura rerum" führen.

Belebte zwar für einige Zeit dieses erneute Bekanntwerden mit Aristoteles die europäischen Studien, so erwies sich doch hinterher das starre Festhalten an den Lehren des Meisters, das Leugnen alles dessen, was nicht in seinen Schriften gefunden werden konnte, dem wahren Fortschritt in der Erkenntnis der Dinge so schädlich, daß bald nachher ein absoluter Stillstand eintrat. Allein die neuen Ideen, welche die Erfahrung und die Beobachtung über die Autorität des Aristoteles stellten und deshalb mit der Scholastik in argen Konflikt gerieten, brachen sich allmählich doch Bahn, und es erscheint mir sehr bemerkenswert, daß die ersten Anfänge der modernen Experimentalwissenschaft gerade in die Zeit fallen, in der der Scholasticismus seine höchste Blüte erreichte, nämlich ins 13. Jahrhundert.

Es ist noch nicht mit voller Sicherheit festgestellt, wo die neue Experimentalwissenschaft ihren Ursprung hatte; sehr wahrscheinlich gleichzeitig in Frankreich und in England, wo die beiden Freunde Pierre de Maricourt (latinisiert Petrus Peregrinus) und Roger Bacon wohl als die ersten Vertreter der neuen Richtung angesehen werden können. Der erstere, ein französischer Edelmann und Ingenieuroffizier aus der Picardie, schrieb die berühmte Abhandlung über den Magneten und hat, wie sein englischer Freund, auch viele optische Experimente gemacht; und wenn auch beide nicht auf eigentlich meteorologischem Gebiete — den Regenbogen ausgenommen — gearbeitet haben, so muß doch ihr Einfluß auf unsere Wissenschaft groß gewesen sein. Roger Bacons energischer Kampf gegen die bloße Argumentation ohne das Experiment — „argumentum non sufficit, sed experientia" — führte natürlich dazu, auch die atmosphärischen Erscheinungen genauer und häufiger zu beobachten, als bloß die Schriften der Alten zu interpretieren. Und der Boden dafür war eigentlich einigermaßen vorbereitet.

Wie ich nämlich schon früher erwähnte, wurden bereits im Altertum Wetteraufzeichnungen gemacht, die trotz häufiger und langer Unterbrechungen wohl niemals

Digitized by Google

ganz aufgehört haben dürften. Denn die Gewohnheit der römischen Annalisten, in ihren Jahrbüchern die wichtigsten atmosphärischen Erscheinungen, namentlich solche, die Sühnopfer erheischten, aufzuzeichnen, übertrug sich auf die Chronikenschreiber des Mittelalters, deren Chroniken von Jahrhundert zu Jahrhundert reicher an Wetteraufzeichnungen werden, bis zu Ende des 13. Jahrhunderts einige von ihnen schon soviele meteorologische Eintragungen enthalten, daß man danach den allgemeinen Charakter des Wetters in jener Periode rekonstruieren kann. Und nun ist die Zeit für mehr systematische Beobachtungen gekommen. Der Engländer William Merle ist es, dem der Ruhm gebührt, das erste regelmäßige Wetterjournal im Abendland geführt zu haben. Es umfaßt die Jahre 1337 bis 1344 und wird noch heute auf der Bodleian Library in Oxford aufbewahrt. Auf eine Anregung von mir wurde es als eines

Fig. 4.

Probe aus W. Merles Wetterjournal, November und Dezember 1341.

der ältesten Denkmäler unserer Wissenschaft von meinem verstorbenen Freund G. J. Symons 1891 in Faksimiledruck herausgegeben. Als Probe gibt Fig. 4 das Ende des Jahres 1341 wieder.

Schien damals das Merlesche Wetterjournal das einzig bekannte seiner Art zu sein, so ist es mir inzwischen gelungen, andere ähnliche Beobachtungen aufzufinden und nachzuweisen, daß in fast ununterbrochener Folge vom 14. bis zur Mitte des 17. Jahrhunderts, d. h. bis zur Erfindung der wichtigsten meteorologischen Instrumente, das Wetter an vielen Orten Europas schon regelmäßig beobachtet worden ist. So hat also auch auf diesem Gebiete im Laufe der Jahrtausende eine ganz allmähliche, oftmals unterbrochene, aber doch immer wieder einsetzende Entwickelung stattgefunden: aus ursprünglich ganz vereinzelten Aufzeichnungen besonders bemerkenswerter Witterungserscheinungen sind die regelmäßigen Beobachtungen des Wetters hervorgegangen.

Eine neue mächtige Anregung zur Beobachtung und zum Studium atmosphärischer Probleme kam zu Ende des 15. Jahrhunderts von einer ganz anderen Seite her. Die großen Entdeckungen zu Land und zu Wasser erweiterten plötzlich den meteorologischen Gesichtskreis in ungeahnter Weise. Die Seefahrer berichteten von atmo-

Digitized by Google

sphärischen Erscheinungen, die man niemals zuvor gesehen hatte, und lernten klimatische Verhältnisse kennen, die von denen der westeuropäischen Heimat grundverschieden waren. Den tiefen Eindruck, den diese Wahrnehmungen auf den Beobachter machten, verraten uns noch heute die Schriften jener Zeit. Luis de Camões, der berühmte portugiesische Dichter, beschreibt in seinem Epos „Os Lusiadas" zum ersten Male genau Wasserhosen, die er auf der Höhe von Guinea beobachtete, und einen südindischen Wirbelsturm bei Madagaskar, während wir aus dem Schiffstagebuch, das Christoph Columbus auf der ersten Reise nach Westindien führte, deutlich erfahren, wie er und seine Mannschaft betroffen war von der großen Verschiedenheit in den klimatischen und Witterungsverhältnissen auf dem Atlantischen Ozean diesseits und jenseits der Azoren.

Die Lehre von den Winden war es, die durch diese neuen Beobachtungen am meisten gefördert wurde. In der reichen nautischen Literatur des 16. Jahrhunderts, die namentlich Spanien und Portugal aufzuweisen hatte, können wir diese Fortschritte am besten nachweisen, bis im Jahre 1622 Francis Bacon zum erstenmal seit dem Altertum ein besonderes Buch über die Winde schreibt und den Versuch macht, die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre zu ergründen.

Inzwischen hatte sich aber die Experimentalwissenschaft, deren erste Anfänge im 13. Jahrhundert ich eben skizziert habe, schon soweit entwickelt, daß in der ersten Hälfte des 17. Jahrhunderts die wichtigsten meteorologischen Instrumente erfunden waren. Italien gebührt der Ruhm, die Geburtsstätte der instrumentellen Meteorologie zu sein, deren Wiege in Florenz stand.

Ich möchte bei dieser Gelegenheit nicht unterlassen, den Manen Evangelista Torricellis, des Erfinders des Barometers, dessen 300jährigen Geburtstag Italien in diesen Tagen (25. Oktober) festlich begehen wird, unsere Huldigung darzubringen.

Die Erfindung der meteorologischen Instrumente war der erste Schritt, die Meteorologie aus einem Wissensgebiet allmählich zu einer Wissenschaft zu machen. Damit haben die Anfänge der Meteorologie ihr Ende erreicht.

Eine neue Form des Meteorographen und anderer Apparate zum Gebrauch für Drachenaufstiege.

Von F. H. Field,
M. A., B. Sc., Indian meteorological Department.

Mit 5 Figuren.

Die großen und raschen Änderungen der Lufttemperatur, welche im Laufe des Tages in Indien auftreten, machen die Resultate der Drachenaufstiege, insoweit als es sich um die Temperaturgradienten handelt, einigermaßen unsicher aus dem Grunde, weil in einem Aufstiege von mittlerer Dauer, vielleicht vier bis fünf Stunden, die Temperaturregistrierungen in den durchlaufenen Luftschichten nicht einmal angenähert gleichzeitig erhalten werden.

Um diesem Übelstande abzuhelfen und um sich Temperaturaufzeichnungen für alle unteren Luftschichten in einem Zeitraum von ungefähr einer halben Stunde richtig zu verschaffen, entschied man sich im letzten Jahre auf den Rat des Dr. G. C. Simpson hin, einen leichten Meteorographen zu bauen, ihn auf einen

Digitized by Google

passenden Läufer zu montieren, welcher durch den Wind längs des Drachendrahtes zum Drachen selbst hinaufgetrieben werden sollte, nach Art der „Papierboten", welche von den Kindern auf der Drachenschnur hinaufgesendet werden. Der Läufer war derart verfertigt, daß er in dem Augenblick, als er den Drachen erreicht hatte, seine Segel abwarf und mit dem Apparat längs des Drahtes zum Erdboden hinabzugleiten begann. So konnte man sich zwei unabhängige Aufzeichnungen bis zur Höhe des Drachens in einem Zeitraum von einer Viertelstunde leicht verschaffen. Das Resultat der ersten Versuche, einen passenden Läufer und einen leichten Meteorographen zu konstruieren, ergab eine Ausrüstung, wie sie in den Fig. 1 bis 4 bildlich

Fig. 1.

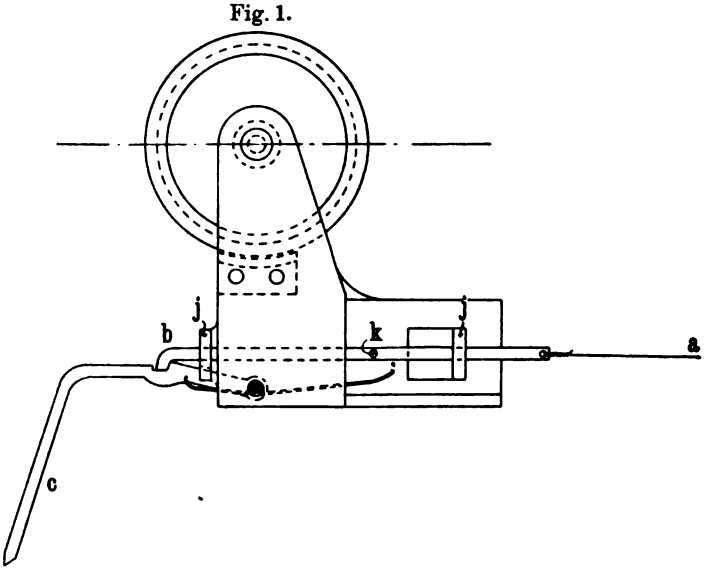
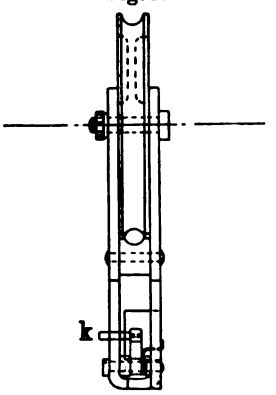


Fig. 2.



dargestellt ist. Sie wog insgesamt ungefähr 0.7 kg, wobei der Meteorograph allein 120 g an Gewicht besaß.

Der Läufer (Fig. 4) besteht aus einem leichten Bambusstab von ungefähr 1.5 m Länge, welcher an beiden Enden mit Aluminiumrädern versehen ist, die auf dem Drachendraht laufen.

Wie in der Figur gezeigt ist, ist es notwendig, mit den Radträgern auch die Spindeln zu entfernen, wenn man den Läufer am Drachendraht anbringen will; seither jedoch sind die Träger derart umgestaltet worden, daß eine rasche Anbringung und Wegnahme des Läufers vom Drachendraht möglich ist, ohne daß ein zufälliges Losreißen während des Gebrauches eintreten könnte.

Ein feiner Stahldraht (*a*) durchzieht den hohlen Bambusstab von einem Ende zum anderen und ist an der Vorderseite mit einem Sperrkegel (*b*), welcher durch die Führerplatten (*j j*) hindurchgeht, verbunden. Dieser wird mittels eines Hemmstiftes (*c*) so lange vorgehalten, bis ein Stoß von der Seite ihn loslöst. An dem anderen Ende ist der Draht mit einem Hebel (*d*) verbunden, der normalerweise durch eine Spiralfeder (*e*) nach rückwärts gezogen ist, jedoch vom Stahldraht, wenn der Hemmstift angezogen ist, nach vorn gehalten wird. Der Hebel (*d*) bewegt sich mittels einer Rolle (*l*), die mit einem Gabelarm (*f*) verbunden ist, derart, daß, wenn der Hemmstift angezogen ist, der Gabelarm straff mit der Gabel nach rückwärts gehalten wird. Eine Drahtschlinge aus Messing bewegt sich in der Gabel und ist mit vier divergierenden Segelschnüren verbunden, von denen zwei nach vorn zu sehr kurzen Drahtvorsprüngen an den Enden des biegsamen Querstabes (*h*) (Fig. 4) laufen

Digitized by Google

und dort am oberen Saume des Segels verbunden sind. Die anderen zwei Schnüre sind verbunden mit dem unteren Saume des Segels an den Enden eines sehr leichten Holzstreifens, welcher den Saum durchzieht und dazu dient, das Segel vor dem Zusammenschlagen zu schützen. Wenn das Segel an den Querstab befestigt und die Drahtschlinge in Verbindung mit den Schnüren in die Öffnung der Gabel gegeben worden ist, kann der Hemmstift durch Vorstoßen des Sperrkegels (*b*) bis zur Mitte des vorspringenden Stiftes (*k*) angezogen werden. Die Länge der oberen Schnüre soll so gewählt werden, daß, wenn das Segel am Querstabe vorhanden ist, dieser an seinen Enden etwas nach rückwärts gebogen ist, und daß dadurch, daß die Schnüre gespannt sind, keine Möglichkeit vorhanden ist, aus seinem Platze zu entgleiten. Das untere Paar der Schnüre bleibt locker und dient bloß dazu, das Segel im Winde gut festzuhalten.

Das selbstregistrierende Instrument wird fest am rückwärtigen Ende des Bambusstabes angebunden und der ganze Apparat, nachdem er unterhalb des Drachen-

Fig. 3.

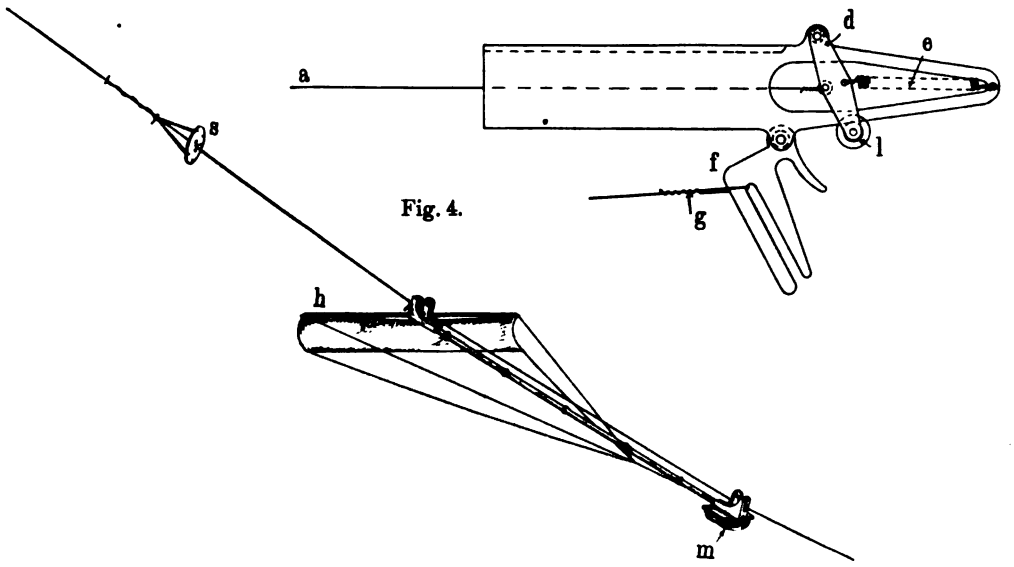


Fig. 4.

drahtes angehängt worden, dem Winde frei überlassen. All dies ist notwendig, damit seine Rückkehr nach Erreichung des höchst gewünschten Punktes sicher erfolgt. Am Drachendraht wird unterhalb des Drachens eine Platte oder ein anderer Körper angebracht, welcher den vorwärts gerichteten Hemmstift von selbst wieder auslöst, wenn ein Stoß erfolgt. Wenn nun der Hemmstift ausgelöst ist, ist der axiale Stahldraht frei und erlaubt der Feder (*e*) den Hebel (*d*) zurückzuziehen, und dieser bewegt dann die Gabel mit. Diese wird dann durch Zug der Segelschnüre so lange gedreht, bis die Öffnung der Gabel die entgegengesetzte Richtung erhält und dem Segel und seinen Schnüren erlaubt, sich vom Läufer zu trennen und fortzufliegen. Der Läufer selbst kehrt dann längs des Drahtes zur Erde wieder zurück.

In Fig. 3 ist die rückwärtige Befestigung in dem Augenblick gezeichnet, in welchem der Hemmstift losgelöst wird; der Gabelhebel (*f*) ist nunmehr vom Hebel (*d*) befreit und ist gerade im Begriff, sich nach vorn zu drehen, um die Drahtschlinge (*g*) loszulassen. — Um eine passende Form und Befestigungsart der Stoßplatte am obersten Ende des Drachendrahtes zu finden, mußten viele Versuche vorgenommen werden, bevor befriedigende Resultate erhalten wurden. Es war notwendig

Digitized by Google

die Anordnung so zu treffen, daß der Stoß einerseits genügend stark war, um den Hemmstift auszulösen, andererseits durfte er nicht zu heftig sein, damit nicht der ganze Apparat hin- und hergeschleudert, der Meteorograph beschädigt und durch Vibrationen die Aufzeichnungen verdorben würden. Als am meisten passende Form der Stoßscheibe ergab sich eine Aluminiumplatte (*s*) (Fig. 4), 13 cm im Durchmesser, die auf der Seite bis zur Mitte einen Schlitz besaß, durch den man den Drachendraht hindurchwinden konnte. Außerdem wurden in der Nähe der Mitte der Scheibe zwei Löcher durchgeschlagen und die Metallstücke rückwärts zu geradem Winkel in der Ebene der Platte zurückgeschlagen; durch diese Löcher wurden sodann zwei kleine Kupferdrähte durchgezogen und diese um die Metallstücke und um den Drachendraht herumgewunden, nachdem bereits früher der Drachendraht durch den Schlitz in die Mitte der Platte gebracht worden war. So hängt dann die Platte frei am Drachendraht und es ist wegen der Kupferdrähte, die klammerartig sich um den Drachendraht herumwinden, unmöglich, daß sie herausfällt. An der Rückseite der Metallscheibe ist noch ein Fachwerk von dicken Eisendrähten angebracht, welche sich ungefähr 15 cm hinter der Platte vereinen und zu einem einzigen Draht zusammengefaßt sind.

Von der Vereinigung dieser Drähte an ist das Endstück der zusammengefaßten Drähte noch ungefähr 60 cm lang und wird vollständig, wie es Fig. 4 zeigt, um den Drachendraht herumgewunden. Dies sichert, daß die Platte normal zum Drachendraht aufgehängt ist. Die Befestigung durch einen umflochtenen Draht ist ähnlich derjenigen, welche von Herrn Dines in England benutzt wurde, um supplementäre Drachen am Hauptdrachendraht anzubringen.

Die ganze Stoßvorrichtung der Platte und der Drahtenden kann dann längs des Drachendrahtes mehr oder weniger frei gleiten, je nachdem wie oft das Ende des Drahtes um den Drachendraht gedreht wurde. Auf diese Weise kann es ermöglicht werden, daß eine Bremsung des Läufers und seines Meteorographen allmählich eintritt und nicht mit einem heftigen Stoß, indem die Platte längs des Drachendrahtes geschoben und den Läufer in einer gewünschten kürzeren Zeit nach dem ersten Anprall bremst. Eine ähnliche Stoßplatte wurde auch am unteren Ende des Drachendrahtes in der Nähe der Winde fixiert, um den Läufer bei seinem Abstieg sanft aufzufangen und zu bremsen.

In der Praxis wurde gefunden, daß es am besten war, die untere Bremsvorrichtung unmittelbar nach Absendung des Läufers zu seiner Reise nach aufwärts anzubringen. Wenn der Abstieg dann nahezu vollendet und der Läufer ungefähr 200 m von der Winde entfernt war, wurde der Drachendraht schnell ausgelassen und erst dann wieder gehemmt, als die Bremsplatte einen Weg von etwa 20 m von der Winde weg zurückgelegt hatte. Nicht nur auf diese Art kann man sich leicht eine Entfernung von 20 m sichern, in welcher der Läufer, ohne Furcht vor einem Zusammenstoß mit der Winde, zum Stillstand kommen kann, sondern auch durch rasches Anbringen von nach aufwärts gerichteten Winkeln im Drachendraht in der Nähe der Winde im Augenblick, als die Bremsplatte sich immer mehr nähert, kann sich die Geschwindigkeit des Abstieges in natürlicher Weise rasch vermindern.

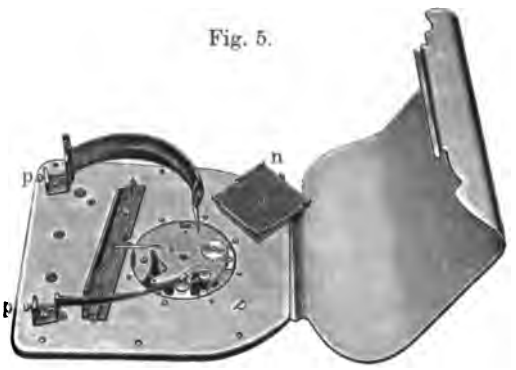
Der Meteorograph, Fig. 5 und (*m*) in Fig. 4, besorgt die Aufzeichnungen der Temperatur des Luftdruckes und der relativen Feuchtigkeit dadurch, daß mittels gehärteter Stahlspitzen auf die Oberfläche einer versilberten Glasplatte Aufzeichnungen gemacht werden. Die Platte wird durch das Werk einer wohlfeilen Taschenuhr, welche durch Wegnahme aller unnötigen Bestandteile stark an Gewicht erleichtert

Digitized by Google

wurde, in Drehung versetzt. Der Halter (*m*) der Glasplatte wird auf die Achse des Minutenzeigers aufmontiert und dreht sich somit einmal in einer Stunde; wenn nun der ganze Aufstieg des Apparates und sein Abstieg, wie früher gesagt wurde, in 20 Min. leicht durchgeführt werden kann, ist es möglich, die Schreibfedern der drei selbst schreibenden Stifte einzeln auf einen Zeitwinkel von 20 Min. auf der versilberten Platte so zu verteilen, daß für einen ganzen Aufstieg der ganze Umfang der Scheibe ausgenutzt wird, ohne fürchten zu müssen, daß durch Übereinanderlagerung der Aufzeichnungen eine Verwirrung entsteht.

Der Druck der Schreibfedern auf das Glas ist regulierbar mittels Schrauben (*p p*), welche rückwärts angebracht sind, und wird so gewählt, daß er außerordentlich gering ist. Er kann unter dem Mikroskop durch Vergleich mit einer fein geteilten Millimeterskala so bestimmt werden, daß, wenn die Federn gut schleifen, die von ihnen gemachte Marke ungefähr $^5/_{100}$ eines Millimeters an Dicke besitzt. Doch ist auf jeden Fall klar, daß, wenn die Federn nicht mit Sorgfalt derart adjustiert sind, ein Minimum des nötigen Druckes auf der Platte zu geben, die Aufzeichnungen sogar an Dicke zunehmen und gröber ausfallen können, als gewünscht wird. Die Federn können durch ein Stück feinen Arkansasölstein verschärft werden, wenn man sie von jenem Teil des Apparates entfernt, mit dem sie verbunden sind.

Fig. 5.



Eine so feine Linie von $^5/_{100}$ eines Millimeters Dicke auf einer fein versilberten Oberfläche mit freiem Auge zu sehen, ist schwer, jedoch unter einem Mikroskop ist die Aufzeichnung äußerst scharf und klar.

Bei der Eichung des dargestellten Apparates ergaben sich folgende Skalenwerte:

Luftdruckfeder	1 mm	Strich	=	Änderung	des	Luftdruckes	um 88.5 mm,
Temperaturfeder	1 „	„	=	„	der	Temperatur	„ 21.8° C,
relative Feuchtigkeit	1 „	„	=	„	„	Feuchtigkeit	„ 55 Proz.

Die Feuchtigkeitsskala kann ohne Bedenken beträchtlich vergrößert werden, und im Falle des Aneroids zeigten die Resultate der folgenden Versuche bei geänderten Formen der ausgepumpten Röhren, daß keine Schwierigkeit vorhanden ist, die Skala fünfmal zu vergrößern, ohne daß die Größe des Apparates vergrößert zu werden braucht.

Unter der Annahme, daß der Meteorograph bei nicht überausgedehnten Versuchen störende Änderungen der Nullstellen der Federn zeigen wird, scheint es klar, daß es möglich sein müßte, die Aufzeichnungen unter dem Mikroskop beim Luftdruck bis auf 0.5 mm, das ist bis auf 5 m Höhe, bei der Temperatur bis auf 0.1° C genau zu reduzieren.

Betreffs der Kosten des Instrumentes scheint es mit Rücksicht darauf, daß bisher der erste in Simla in Angriff genommen wurde, wahrscheinlich zu sein, daß, wenn einmal ein Schablonenvorrat angenommen worden sein wird, der Preis der Arbeit und des Materials, inklusive der Uhr, die 4 ℳ kostet, auf 16 ℳ angeschlagen werden kann.

Man könnte vielleicht der Ansicht sein, daß es viel Mühe kostet, bis man die Aufzeichnungen ohne Verwischungen erhält, wenn die Geschwindigkeit, mit welcher

Digitized by Google

der Läufer längs des Drahtes läuft, hauptsächlich, wenn er über Splitterungen hinweggeht, Vibrationen verursacht. Jedoch während der Versuche im letzten Jahre zu Belgaum und in der Arabischen See fanden sich solche Schwierigkeiten nicht vor. In der Arabischen See wurden befriedigende Aufzeichnungen bis zu einer Höhe von ungefähr $^3/_4$ einer Meile (1.2 km) erhalten. Wenn die mittlere Geschwindigkeit längs des Drahtes während des Aufstiegs und Abstiegs ungefähr 8 m/sec betrug, so scheint kein Grund vorhanden zu sein, daß die Geschwindigkeit größer gewünscht wird. Die Aufzeichnungen werden unter einem Mikroskop von geringer Stärke, dessen Okular eine Mikrometerskala enthält, reduziert. Für diesen Zweck ist es notwendig, eine Gestellanordnung sich einzurichten, die bei Zentrierung der Platte gestattet, sich auf ihrer Originalachse zu drehen und bei weiteren Umdrehungen, bei denen die Platte stets zwischen Kontrollmarken zur Sicherheit rasch gedreht werden kann, zu den Punkten der Luftdruckaufzeichnungen die gleichzeitigen Punkte der Temperatur- und Feuchtigkeitsaufzeichnungen zu geben. Die Zeichnung einer solchen Einrichtung für das Mikroskop gibt keine weiteren Schwierigkeiten und wird deshalb hier nicht weiter detailliert.

Der Meteorograph und der Läufer sind in der vorliegenden Form in gewissen Punkten noch mangelhaft, hauptsächlich in bezug auf das zu große Gewicht, und sicherlich sind sie beim tatsächlichen Gebrauch vieler Vervollkommnungen ohne verhältnismäßig großen Zeitaufwand fähig. Die Aufstiegsversuche wurden zuerst ungefähr neun Monate lang ausgeführt und verliefen gut; da mir aber für weitere Versuche seither keine Gelegenheit gegeben wurde und auch wahrscheinlich noch für einige Monate keine mir sich bieten wird, ist es, wie ich glaube, die richtige Zeit, eine Beschreibung dessen, was neu ist, zu veröffentlichen, damit es anderen nützlich sein kann, und nicht eine andere Gelegenheit abzuwarten, um dem Apparat die beste und für den Gebrauch leichteste Gestalt zu geben.

Zur Erklärung der gesetzmäßigen Verteilung der Tropfengrößen bei Regenfällen.

Von Wilh. Schmidt.

Messungen an einer großen Anzahl von Regentropfen haben A. Defant zu dem Ergebnis geführt, daß ganz bestimmte Tropfengrößen am häufigsten auftreten und zwar verhielten sich die Gewichte dieser wie 1:2:3:4:6 ... Dabei ist das Verhältnis der Hauptmaxima 1:2:4:8 ... (die kleinste Größenklasse entspricht etwa einem Tropfengewichte von 0.11 mg).

Um diese Gesetzmäßigkeit zu erklären, wird die Annahme gemacht, daß nur gleiche Tropfen oder solche, deren Gewichte im Verhältnis 1:2 stehen, zusammenfließen, die übrigen Fälle von Vereinigung dagegen zurücktreten, eine Annahme, die vollständig ausreichen würde, wenn sie nicht selbst der Begründung bedürfte. Eine solche soll hier gegeben werden.

Die Ansicht, das Wachsen der Tropfen käme auf die Weise zustande, daß die größeren, schneller fallenden Tropfen auf ihrem Wege kleinere einholen und diese in sich aufnehmen, wird nur zum geringsten Teile den Vorgängen in der Wirklichkeit entsprechen. Es entsteht nämlich vor dem fallenden Tropfen eine Luftverdichtung, welche ein seitliches Abfließen der Luftmassen bewirkt, und diese nehmen die

Digitized by Google

kleinen Tropfen wegen des großen Luftwiderstandes, den sie finden, mit. So tritt zwischen beiden Tropfen nur dann mit einiger Wahrscheinlichkeit eine Berührung ein, wenn der Stoß annähernd ein „zentraler" ist, also nur in einer verschwindenden Zahl von Fällen. Daneben ergibt sich nach den Versuchen von Rayleigh[1]) auch dann, wenn zwei Tropfen mit ziemlicher Geschwindigkeit aufeinanderprallen, nicht jedesmal auch eine Vereinigung beider, sondern es bedarf meistens einer wenn auch nur geringen elektrischen Potentialdifferenz, um die trennende Schicht zu überbrücken. Das Vorhandensein elektrischer Ladungen — und zwar von Tropfen zu Tropfen etwas verschiedener — wird allerdings beim Regen schon von vornherein angenommen werden müssen.

Eine andere Ursache, die eine Vereinigung von Tropfen bewirken kann, mag in der hydrodynamischen Anziehung gefunden werden.

Bewegen sich nämlich zwei Kugeln parallel und geradlinig durch eine Flüssigkeit, so bewirken die entstehenden Strömungslinien eine scheinbare gegenseitige Anziehung oder Abstoßung beider, je nachdem die Verbindungslinie der Kugelzentren normal zur Bewegungsrichtung steht oder mit ihr zusammenfällt. Der zweite Fall ergibt die schon oben besprochene Erschwerung der Vereinigung beider Tropfen; hier wird aber der erste interessieren.

Es soll zunächst die zwischen den Tropfen wirksame Kraft zumindest ihrer Größenordnung nach bestimmt werden. Für beiläufige Bestimmung wird es genügen, wenn die Radien beider Tropfen gleich groß angenommen werden (R), ebenso sei ihre Geschwindigkeit, die rein normal zur Verbindungslinie beider Tropfen gerichtet sein soll, gleich (c). Bezeichnet man ferner mit σ das spezifische Gewicht der Luft, mit $2x$ den Abstand der Tropfenmittelpunkte, so ergibt sich die Größe der scheinbaren Anziehung[2]):

$$X = -\frac{3}{16}\sigma\pi c^2\frac{R^6}{x^4}.$$

Diese Kraft wird um so kleiner, je kleiner der Tropfendurchmesser ist, besonders da auch die Fallgeschwindigkeit der Tropfen sich rasch mit deren Gewicht verkleinert. Man erhält nach dieser Formel

für einen Tropfendurchmesser von	0.1 cm	0.02 cm
bei einer Fallgeschwindigkeit von	440 cm/sec.	32 cm/sec.
und gegenseitigem Abstand von	2.5 cm	0.5 cm
eine Anziehung im Betrage von	5.9×10^{-8} Dyn	1.25×10^{-11} Dyn
welche den Tropfen eine Beschleunigung zu erteilen vermag von	1.13×10^{-4} cm/sec^2	1.19×10^{-5} cm/sec^2.

Das wären also ganz besonders schwache Kräfte und entsprechend geringe Beschleunigungen. Eine merkliche Wirkung können diese nur durch die lange Dauer der Einwirkung ausüben; falls zwei Tropfen durch sie zur Vereinigung gebracht werden sollen, müssen sie also längere Zeit nebeneinander durch die Luft fallen. Gleiche Fallgeschwindigkeit bedingt aber gleiches Gewicht. Man hat also als erstes Ergebnis: Vereinigung tritt nur zwischen gleichen oder in ihrer Größe sehr wenig verschiedenen Tropfen ein.

Es erübrigt jedoch, noch nachzuweisen, daß man unter den in der Natur vorkommenden Verhältnissen tatsächlich mit solchen Fällen rechnen darf und die obenerwähnten Kräfte wirklich in nicht allzulanger Zeit oder in nicht gar zu großen

[1]) Proc. Roy. Soc. 34, 130 ff.
[2]) Vgl. Wien, Lehrbuch der Hydrodynamik, S. 156.

Digitized by Google

Fallräumen die Vereinigung zu bewirken vermögen. Zu dem Zwecke hat man die gewöhnliche Bewegungsgleichung aufzulösen:

$$\frac{4}{3} R^3 \pi \cdot \frac{d^2 x}{dt^2} = -\frac{3}{16} \cdot \sigma \pi c^2 \frac{R^6}{x^4}.$$

Um die Zeit zu erfahren, in welcher die beiden Tropfen vom gegenseitigen Abstand $2a$ zur Vereinigung gebracht werden, muß man zwischen den Grenzen a und 0 integrieren unter Berücksichtigung dessen, daß auch die Anfangsgeschwindigkeit in der Richtung der Verbindungslinie gleich 0 war. Man erhält so den Ausdruck:

$$T = \frac{6.53}{c.\sqrt{\sigma . R^3}} \cdot \int_0^a \frac{dx}{\sqrt{\frac{1}{x^3} - \frac{1}{a^3}}} = \frac{6.53}{c} \sqrt{\frac{a^5}{R^3 . \sigma}} \cdot \int_0^1 \frac{dy}{\sqrt{\frac{1}{y^3} - 1}}.$$

Da

$$\int_0^1 \frac{dy}{\sqrt{\frac{1}{y^3} - 1}} = 0.746\,83 \ldots$$

ist, ergibt sich

$$T = 135.7 \cdot \frac{1}{c} \cdot \sqrt{\frac{a^5}{R^3}} \text{ sec}$$

für $\sigma = 0.001\,293$. In größeren Höhen ist allerdings der Zahlenfaktor m dem Ausdruck für T wieder ein anderer wegen des geringeren spezifischen Gewichts, doch ändert er sich nicht allzu stark. So wird er für $\sigma = 0.000\,65$, was nahezu Höhen von 5500 m entspricht, gleich 191.3. Hier soll mit einem mittleren Werte von 150.0 gerechnet werden.

Die gesamte Höhe, welche die Tropfen zu durchfallen haben, bis sie zur Vereinigung kommen, ergibt sich als:

$$H = c \cdot T = 150 \cdot a \cdot \sqrt{\left(\frac{a}{R}\right)^3} \text{ cm},$$

ist also unabhängig von der Fallgeschwindigkeit, abhängig dagegen von Tropfengröße und Distanz.

Die folgende Tabelle führt einige Werte von H für verschiedene a und R an. Die Höhen sind dabei in Metern, die Abstände und Radien in Centimetern angegeben. An Stelle der Höhen, die über 10 000 m ausmachen, wurden Striche gesetzt, während diejenigen Werte, wo die Tropfenradien den gegenseitigen Abstand schon merkbar verkleinern, eingeklammert sind.

a \ R	0.001	0.01	0.02	0.05	0.1
0.1	150	4.7	(1.7)	(0.42)	(0.15)
0.5	8400	270	94	24	(8.4)
1.0	—	1500	530	135	47
2.0	—	8500	3000	760	2270
5.0	—	—	—	7500	650

Das wären also wirklich Fallhöhen, welche unter den in der Natur vorkommenden Bedingungen brauchbare Werte zeigen. Man sieht aber auch, wie stark sie wachsen bei zunehmendem gegenseitigen Abstand der Tropfen, hingegen abnehmen bei größerem Tropfenradius. Die größeren Tropfen würden sich also bedeutend leichter vereinigen als die kleineren. Jedoch ist noch der eine Punkt in Betracht

Digitized by Google

zu ziehen, daß — gleiche in der Volumeinheit enthaltene Menge flüssigen Wassers vorausgesetzt — die größeren Tropfen auch entsprechend größere mittlere gegenseitige Abstände haben. Was aber konstant bleibt, ist das Verhältnis $\frac{a}{R}$, weshalb es auch in der Formel für H herausgehoben wurde. Bei einem Regen wird zwar der Gehalt an flüssigem Wasser in der Raumeinheit geringer in geringerer Höhe über dem Boden und zwar wird er annähernd verkehrt proportional sein der mittleren Fallgeschwindigkeit der Tropfen, die sich ja bei der Vereinigung vergrößert. Dadurch ändern sich aber ausschließlich die vertikalen Entfernungen, während die horizontalen gleich bleiben und nur durch die geringere Zahl der Tropfen nach dem Zusammenfließen zunehmen.

Die Zahlen der obigen Tabelle also, die miteinander zu vergleichen wären, müßten das gleiche Verhältnis $\frac{a}{R}$ zeigen, so z. B. für $\frac{a}{R} = 2\sigma$ bei

R	0.001	0.01	0.02	0.05	0.1 cm
H	2.7	27	54	135	270 m

so daß tatsächlich die Vereinigung leichter eintritt, solange die Tropfen noch klein sind.

Das Gesamtbild, das man sich von den Vorgängen bei einem Regen zu machen hätte, wäre also etwa folgendes: Auf irgendeine Weise, sei es nun durch die Kondensation allein, sei es unter der Mitwirkung aufsteigender Luftströme, werden Tropfen von annähernd derselben kleinen Größe erzeugt. Beim Falle durch die Luft werden sich diese gegenseitig anziehen und so kommt es nach Durchfallen einer je nach ihrem gegenseitigen Anfangsabstand größeren oder geringeren Strecke zur Vereinigung.

Die Zahl der nach einer bestimmten Fallhöhe noch übrig gebliebenen Einzeltropfen wird im wesentlichen bloß abhängen von der ursprünglichen Verteilung. Kann man diese als eine rein zufällige ansehen, so wird es immer einen sehr großen Anteil an solchen Tropfen geben, die nur einen sehr kleinen Horizontalabstand vom nächsten Tropfen haben. Aber auch der mittlere Nächstabstand zweier Tropfen wird immer noch bedeutend kleiner sein als der, den man bei regelmäßiger Verteilung erhält. Sind z. B. im Cubikmeter Luft 125 Tropfen enthalten, so würde ihr gegenseitiger Abstand bei einer Anordnung nach den Ecken von Würfeln 20 cm ausmachen, während als mittlere gegenseitige Mindestdistanz bei zufälliger Verteilung vielleicht 10 cm oder noch weniger angenommen werden dürfen.

Hat sich so eine größere Zahl von Doppeltropfen gebildet, so wird jetzt zwischen diesen gegenseitige Anziehung eintreten; nach einer bestimmten Strecke wird auch ein Teil von ihnen sich vereinigen und vierfache Tropfen bilden usf. Allerdings ist der Fall, den sie benötigen, schon etwas größer; hat doch der mittlere Mindestabstand zweier zugenommen, wenn auch nicht allzu stark. Dieser wird nämlich, sofern nur der größte Teil der Einzeltropfen schon zusammengeflossen ist, das $\sqrt[3]{2}$-fache des früheren sein, so daß die mittlere zur Vereinigung benötigte Fallhöhe die 1.26fache geworden ist.

Auf ähnliche Weise entstehen dann aus den vierfachen die acht-, sechzehn- usw. fachen Tropfen.

Auch das Zusammenfließen von dreien wird vorkommen können, um so eher, da, wenn schon zwei einander etwas näher sind als der dritte, z. B. in der Symmetrieachse ihrer Verbindungsstrecke liegende, sich ihre Anziehungen auf diesen wegen der beinahe zusammenfallenden Richtungen summieren.

Digitized by Google

Der Fall, daß ein Tropfen von anderen so angezogen wird, daß sich ihre Wirkungen gerade aufheben, wird keine Bedeutung haben außer dann, wenn er wirklich genau in der Mitte liegt. Sonst kommt er ja bald in den Bereich des näheren, umsomehr als schon kleine Unterschiede in der Entfernung wegen des Anziehungsgesetzes (verkehrt proportional der vierten Potenz) den Ausschlag geben.

Die schließliche Verteilung der Tropfengrößen wird also die sein, daß von den ursprünglichen „Elementar"tropfen eine bestimmte Anzahl einzeln geblieben ist; daneben kommen Häufigkeitsmaxima bei der zwei-, vier-, acht- usw. fachen Größe vor, etwas schwächer ausgeprägte bei der drei-, sechsfachen. Je höher der Regen herabfällt und je stärker der Niederschlag bei einem Regen ist (die Elementartropfen stehen dann dichter), desto mehr nimmt auch die Zahl der größeren Tropfen zu. Alles dieses sind Folgerungen, welche durch direkte Beobachtung voll bestätigt werden, wozu man auch die Zunahme der mittleren Tropfengröße während des Falles (durch Vereinigung) rechnen kann. Die letztere Erscheinung ist außer durch direkte Beobachtung vielleicht auch dadurch als erwiesen anzusehen, daß sich die von einer Wolke herabhängenden Regenstreifen weiter unten aufzulösen scheinen, ein Effekt, der sich ganz gut durch die eingetretene Vergrößerung der Tropfenradien erklären läßt[1]).

In den Formeln ist übrigens unter c nicht die tatsächliche Fallgeschwindigkeit der Tropfen zur Erde zu verstehen, sondern ihre Geschwindigkeit gegenüber der umgebenden Luft. Steigt diese rasch auf, wie dies z. B. bei einem Gewittercumulus der Fall ist, so kann die scheinbare Fallhöhe ganz besonders große Werte erreichen und die großen Tropfen finden sich dann viel zahlreicher.

Von den Vernachlässigungen, welche bei der Berechnung gemacht wurden, mag auf die eine hingewiesen werden, daß die Formeln eigentlich bloß für eine ideale Flüssigkeit gelten. Trotzdem werden sie auch hier noch wegen der verhältnismäßig geringen Drucke ganz brauchbare Resultate geben.

Man erhält also durch die Wirkung der hydrodynamischen Anziehung zwischen je zwei nebeneinander durch die Luft fallenden Tropfen tatsächlich eine schließliche Verteilung der Größen, welche den Beobachtungen entspricht. Was noch zu erklären bleibt, wäre nur das Entstehen der „Elementar"tropfen von beinahe gleicher Größe, wozu übrigens verschiedene Regentheorien schon Beiträge geliefert haben.

---

[1]) Sicher ist ein großer Teil der Regenfälle, besonders derer im Frühjahr, aus Schneewolken hervorgegangen in der Weise, daß die einzelnen Flocken erst beim Fall durch die wärmere Luft schmolzen. Gelten nun die benutzten Formeln streng nur für Kugeln, so geben sie doch auch gegenseitige Anziehung zweier nebeneinander durch die Luft fallender Körper bei einer anderen Gestalt wenigstens der Größenordnung nach wieder. Es ist nur der entsprechende mittlere Durchmesser der Schneeflocke zu nehmen und ebenso ein um so geringeres mittleres spezifisches Gewicht, so daß also hier die Vereinigung schon viel leichter erfolgt als bei flüssigem Wasser, eine Erklärung für das Zustandekommen der manchmal überraschenden Größe.

Digitized by Google

Über den Einfluß der Unterlage auf den täglichen Gang der absoluten Feuchtigkeit.

Von M. Rykatschew jun.

(Bulletin de l'Académie Impériale des Sciences de St. Pétersbourg.)

Mit 2 Figuren.

Im täglichen Gange der absoluten Feuchtigkeit können zwei charakteristische Typen unterschieden werden. In einem derselben, dem ersten Typus, verändert sich die absolute Feuchtigkeit in gleichem Sinne mit der Temperatur; hat ein Maximum in den Nachmittagsstunden, während der größten Erwärmung und ein Minimum während der tiefsten Temperatur vor dem Sonnenaufgange; in dem zweiten Typus verändert sich die absolute Feuchtigkeit in gleichem Sinne mit der Temperatur nur während der kälteren Stunden; sie steigt nach dem Morgenminimum bis 8 bis 9^a; das ist ihr erstes Maximum und nimmt dann allmählich ab nach dem zweiten Maximum, von 8 bis 10^p bis zum Morgenminimum; in dem Zeitraum zwischen dem Morgen- und Abendmaximum nimmt die Feuchtigkeit mit steigender Temperatur ab und wächst dann, wenn die Temperatur fällt, indem sie ein zweites Minimum um 3 bis 4^p aufweist. Alle täglichen Schwankungen der absoluten Feuchtigkeit gehören zu dem einen oder dem anderen dieser Typen, natürlich mit bedeutenden Änderungen der Zeit des Eintritts der Maxima und der Minima. Es gibt Abweichungen, die die Regelmäßigkeit der beiden Typen verletzen. Die Ursache dieser Abweichungen ist in den Ortsbedingungen zu suchen, die nicht immer leicht zu erklären sind.

Das Nachmittagsminimum, das nur dem zweiten Typus eigen ist, ist den aufsteigenden oder Konvektionsströmen, die in den warmen Stunden des Tages entstehen, zuzuschreiben. Die Gegenwart dieser Ströme, und damit folglich auch der Charakter des täglichen Ganges der absoluten Feuchtigkeit, hängt von der Unterlage ab, von der Erwärmung derselben und auch von der Bewölkung. Wir werden versuchen zu bestimmen, welchen Einfluß auf den Charakter des täglichen Ganges der absoluten Feuchtigkeit die Unterlage besitzt; nämlich, wenn es eine Wasserfläche oder festes Land ist, ohne Schneedecke oder mit derselben.

Die Wasserfläche. Es ist allgemein angenommen, daß der tägliche Gang der absoluten Feuchtigkeit über der Wasserfläche dem ersten Typus angehört, d. h. er hat ein Nachmittagsmaximum und ein Morgenminimum. Wenn man aber die Ergebnisse der verschiedenen See-Expeditionen vergleicht, ist es leicht zu sehen, daß sie nicht übereinstimmen; die hier angebrachte Tabelle 1 kann dafür als ein grelles Beispiel gelten.

In dieser Tabelle sind die Abweichungen von der mittleren täglichen absoluten Feuchtigkeit angegeben in Zehnteln und Hundertsteln des Millimeters; die Abweichungen sind aus den gegebenen Werten der verschiedenen Expeditionen entnommen. Die erste Reihe habe ich aus Hanns Lehrbuch der Meteorologie genommen. Dr. Hann hat diese Reihe aus den täglichen Beobachtungen für 40 Tage auf dem Schiffe Novara im Stillen Ozean (von 10^0 NBr. bis 10^0 SBr.) und aus den täglichen Beobachtungen für 84 Tage auf Challenger im nördlichen Teile des Atlantischen Ozeans gebildet.

Digitized by Google

Die dritte Reihe, Novara I, habe ich zusammengestellt aus den Werten, die in der Arbeit von M. A. Rykatschew gegeben sind[1]). Diese Reihe stellt den Gang der absoluten Feuchtigkeit der in der tropischen Breite des Indischen Meeres, berechnet aus den 60tägigen stündlichen Beobachtungen, die auf Novara angestellt waren. In der achten Reihe steht das Ergebnis der Beobachtungen von Igumnow, im Januar des Jahres 1899 angestellt auf dem Kreuzer Vityaz unter Kommando von S. O. Makarow, zwischen Saigon und Colombo.

Aus der Tabelle 1 ist es zu ersehen, daß die erste und dritte Reihe widersprechende Ergebnisse liefern. Die erste Reihe bezeugt deutlich das Dasein des täglichen Ganges des ersten Typus über der Wasserfläche; die zweite Reihe bezeugt nicht minder deutlich die Existenz des Ganges des zweiten Typus. Um den Grund dieser verschiedenen Ergebnisse zu erläutern, wendete ich mich an die Tagebücher der meteorologischen Beobachtungen, welche während der Reisen Novaras[2]) und Challengers[3]) angestellt wurden. Aus den Werten des Tagebuches der österreichischen Expedition der Fregatte Novara habe ich den täglichen Gang der absoluten Feuchtigkeit im offenen Meere aus den stündlichen Beobachtungen für den ganzen Zeitraum der Expedition für heitere Tage ausgerechnet. Zu den heiteren Tagen zählte ich alle Tage, in welchen die Wolken im Mittel für die 24 Stunden nicht mehr als zwei Zehntel des Himmels bedeckten. Das Resultat ist in der vierten Reihe (Novara II) der Tabelle 1 wiedergegeben. In derselben Weise habe ich auch nur für heitere Tage im offenen Meere den täglichen Gang aus den zweistündigen Beobachtungen der Expedition Challengers berechnet. Aber dieser Versuch ist mir mißlungen; offenbar läßt sich der Widerspruch nicht durch den schädlichen Einfluß der Bewölkung erklären, aber die sehr verschiedenen Aufstellungen des Psychrometers auf Challenger und auf Novara könnten die gewonnenen widersprechenden Resultate wenigstens teilweise erklären. Die späteren Beobachtungen auf dem Vityaz sind wohl zuverlässig. Die Ablesungen wurden erst dann gemacht, nachdem das Thermometer in der Luft während eines gewissen Zeitraumes unter dem Schutze eines Schirmes mit großer Geschwindigkeit gedreht wurde. Leider wurden die Beobachtungen nur während weniger Tage angestellt.

Da die meteorologischen Beobachtungen Challengers den Jahren 1873 bis 1876 angehören, und die der Novara den Jahren 1858 bis 1859, habe ich beschlossen, die Materialien einer der späteren Expeditionen zu benutzen. Ich wählte die Expedition der Valdivia[4]). Das meteorologische Material dieser Expedition habe ich in derselben Weise bearbeitet wie die Werte der Novara und Challenger. In der fünften Reihe der ersten Tabelle ist der tägliche Gang für alle Tage im offenen Meere gegeben. In der sechsten Reihe wurden nur die neun heiteren Tage ausgeschieden; in der siebenten ist besonders der tägliche Gang für 22 Tage der Navigation im südlichen Eise angebracht. Die fünfte und sechste Reihe zeigt deutlich den täglichen Gang des zweiten Typus; die siebente aber gibt einen sehr kleinen Gang der absoluten Feuchtigkeit mit einem Maximum.

---

[1]) M. Rykatschew, Der tägliche Gang der Temperatur der Luft in Tropen der Ozeane (Repertorium für Meteorologie, Bd. XVI, St. Petersburg).

[2]) Reise der österreichischen Fregatte „Novara“ um die Erde in den Jahren 1857, 1858 und 1859. Nautisch-physikalischer Teil. Wien 1862 bis 1865.

[3]) Report on the Scientific Results of the voyage of H. M. S. Challenger during the years 1873 bis 1876 Narrative, Vol. II. London 1889.

[4]) Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition auf dem Dampfer „Valdivia“ 1898 bis 1899. Erster Band. Ozeanographie und Maritime Meteorologie, bearbeitet von Ch. Gerhard Schott. Jena 1902.

Digitized by Google

Infolge der großen Schwierigkeiten, den Einfluß des Schiffes auf die Temperaturbeobachtungen auszuschließen, ist die Frage über den täglichen Gang der absoluten Feuchtigkeit im offenen Meere noch nicht völlig entschieden; in jedem Falle ist er nicht groß. Nimmt man in Betracht, daß die Reihen 3, 4, 5, 6 und 8 die Resultate der Beobachtungen wiedergeben, welche in Tropen oder niedrigen Breiten gemacht wurden, die Reihen 1, 2 und 7 vorzugsweise in den höheren Breiten, so kann man schließen, daß in den niedrigen Breiten des Ozeans der zweite Typus vorherrscht, in den höheren der erste. In jedem Falle muß dieser Schluß noch bestätigt werden durch eine Reihe von Beobachtungen mit einem gut aufgestellten Psychrometer, zum Beispiel mit Hilfe des Aspirationspsychrometers von Assmann, welches außer Bord des Schiffes aufgestellt werden soll.

Das Land. Der tägliche Gang der absoluten Feuchtigkeit über dem Lande gehört entweder zum zweiten Typus während des ganzen Jahres, oder zum einen oder anderen Typus je nach der Jahreszeit. In nördlichen und mittleren Breiten während des Winters gehört der tägliche Gang zum ersten Typus mit einem Nachmittagsmaximum und mit einem Morgenminimum; im Sommer zum zweiten Typus mit Morgen- und Abendmaxima und Morgen- und Nachmittagsminima. In heißen tropischen Ländern gehört der tägliche Gang während des ganzen Jahres dem zweiten Typus: (dem Typus der Konvektionsströme) an; in der hier beigegebenen Tabelle 2 finden wir die Bestätigung dafür. Pawlowsk, Parc de Saint Maur, Nukuss gehören den nördlichen und mittleren Breiten zur ersten Gruppe an, somit Allahabad und das Zentralobservatorium in Mexiko zur zweiten Gruppe der heißen Länder.

Hier bedeuten die römischen Ziffern die Monate. Die hier mitgeteilten Zahlen stellen, wie die der Tabelle 1, die Abweichungen der absoluten Feuchtigkeit in gegebener Stunde von dem Mittelwerte, für eine bestimmte Periode in Zehnteln und Hundertsteln des Millimeters dar. Für die Wintermonate der ersten Gruppe (Pawlowsk, Parc de Saint Maur, Nukuss) sind nicht nur die täglichen Variationen der absoluten Feuchtigkeit für alle Tage angebracht, sondern auch die entsprechenden Werte für die heiteren Tage. Für Pawlowsk benutzte ich die Werte des täglichen Ganges der absoluten Feuchtigkeit für heitere Tage in jedem Monate aus der Arbeit Goodmanns[1]). Für die übrigen Orte habe ich den täglichen Gang für heitere Tage aus den Daten der folgenden Werke berechnet. Für Parc de Saint Maur bediente ich mich der Arbeit von Angot, Resumé des Observations Météorologiques faites au Bureau Central et a la Tour Eiffel pendant les cinq années 1890—1894 (Ann. du B. C. Mét. de France, année 1894) und der fünf Bände derselben Ausgabe für die Jahre 1890 bis 1894. Für Nukuss habe ich die Materialien benutzt, die von der meteorologischen Abteilung der wissenschaftlichen Expedition nach dem Amu-Darja 1874 bis 1875 gesammelt waren. Für Allahabad benutzte ich die Arbeit von S. A. Hill, Met. Reporter to the Government of NW Provinces and Oudh on Temperature and Humidity observations made at Allahabad at various heights above the ground. Indian Meteorological Memoirs Vol. IV, Calcutta 1876—1893. Für das Zentralobservatorium in Mexiko benutzte ich das 1902 Bulletin Mensual del Observatorio Meteorológico Magnetico Central de Mexico. Mexico 1902—1903.

Ich tat es, um den schädlichen Einfluß der Bewölkung zu beseitigen, da sie das Dasein der Konvektionsströme ganz verbergen kann, sogar in den Perioden, in welchen sie existieren; damit wollte ich noch deutlicher den Einfluß der Unterlage auf

[1]) K. Goodmann, Über den täglichen Gang der Temperatur und Feuchtigkeit in Pawlowsk an heiteren und trüben Tagen. Repertorium für Meteorologie 14 (1891).

Digitized by Google

Tabelle 1.

	Schiffsname	1a	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Mittel
1.	Novara und Challenger . . .	—	—.40	—	—.47	—	—.36	—	—.06	—	.29	—	.51
2.	Challenger	—	—.06	—	—.32	—	—.26	—	—.19	—	—.07	—	.07
3.	Novara I	—.08	—.18	—.26	—.40	—.51	—.44	—.22	—.03	.09	.27	.17	.14
4.	„ II	—.18	—.17	—.22	—.35	—.32	—.33	—.07	.09	.34	.45	.44	.18
5.	Valdivia I	—	.08	—	.00	—	—.02	—	.04	—	—.12	—	—.29
6.	„ II	—	.08	—	.05	—	.24	—	.03	—	—.01	—	—.58
7.	„ III	—	—.06	—	—.07	—	—.02	—	.07	—	.16	—	.03
8.	Vityaz	—		—	—	.08	—.02	—.02	.00	.02	.04	.01	.04

Tabelle 2.

Observatorium	Breite	Länge von Greenwich	Tage	Monate	Anzahl der Beobachtungen	Lufttemperatur Mittel °C	Lufttemperatur Ampl. °C	1	2	3	4	5	6
Pawlowsk	59°41′13″N	30°29′E	heitere	I–IV, X–XII	224	−8.4	8.2	.09	.05	.01	− 0.7	−.14	−.18
			alle	V–IX	1377	12.7	9.3	−.63	−.78	− .85	− .92	−.75	−.40
			heitere	V–IX	157	14.0	14.2	−.71	−.93	− 1.10	− 1.17	−.92	−.41
Parc de Saint Maur	48°48′34″N	2°29′E	heitere	I, II, XI, XII	90	0.0	8.8	.08	—	—	− .12	−.14	−.19
			alle	I, II, XI, XII	602	3.7	5.9	−.08	−.10	− .12	− .14	−.15	−.17
			alle	III–X	1070	13.9	10.9	.05	−.03	− .13	− .21	−.29	−.30
Nukuss	42°27′25″N	59°37′30″E	heitere	I, X–XII	40	2.7	12.2	−.10	−.15	− .23	− .25	−.31	−.36
			alle	I–III, X–XII	182	1.1	11.4	−.13	−.19	− .23	− .31	−.29	−.36
			alle	IV–IX	183	20.8	15.4	.52	.36	.22	.07	.05	.32
Allahabad	25°50′N	81°48′E	alle	I, II, XI, XII	240	17.3	6.1	.25	.11	− .03	− .16	−.31	−.36
			alle	III–V	184	30.0	7.7	.50	.62	.84	.83	.89	1.00
			alle	VI–X	306	28.8	2.7	.24	.14	.07	.01	−.04	.10
Zentr.-Obs. in Mexiko	19°25′28″N	99°7′48″E	alle	V–X	183	16.5	12.0	.39	.30	.26	.21	.17	.10
			alle	I–IV, XI, XII	182	14.8	14.0	.16	.10	.09	.05	.06	.06

Tabelle 3.

Ort		Anzahl der Beobachtungen	Schneedecke	Mittlerer Tag der Periode	Lufttemperatur Mittel °C	Lufttemperatur Ampl. °C	1	2	3	4	5	6	7
Pawlowsk	1	63	✱	25 III	— 6.6	11.8	—.07	—.14	—.21	—.27	—.35	—.41	—.38
	2	51	ohne	21 IV	3.5	12.4	.06	—.02	—.07	—.15	—.18	—.05	.04
	3	28	✱	18 III	— 11.7	13.5	—.10	—.17	—.22	—.28	—.37	—.40	—.40
	4	35	+	31 III	— 2.6	11.3	—.05	—.12	—.21	—.27	—.33	—.41	—.38
	5	26	ohne	15 IV	— 0.7	11.1	.08	.01	—.05	.04	—.14	—.13	—.08
	6	25	„	27 IV	7.8	13.5	.05	—.05	—.09	—.37	—.20	.08	.08
Parc de Saint Maur, Dezember		25	„	13 XII	— 2.9	7.5	.02	—	—	—.07	—.10	—.16	—.16
„ „ „ „ Januar .		18	„	10 I	— 2.5	6.8	.20	—	—	—.01	—.02	—.05	—.16
Nukuss, Dezember und einige Tage von Januar		7	„	25 XII	— 3.2	13.5	—.25	—.29	—.42	—.46	—.56	—.55	—.58

Tabelle 4.

Monate		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Mittel
XII, I 1880—1883	Absolute	.33	.29	.25	.20	.13	.08	.04	— .02	— .06	— .04	—.02	.01
XII, I 1895—1907	Feuchtigkeit	.22	.21	.18	.13	.10	.08	.03	— .01	— .03	— .02	.01	.01
XII, I 1880—1888	Lufttemperatur	1.96	1.70	1.32	0.91	0.41	0.02	— 0.23	— 0.57	— 0.74	— 0.49	0.12	0.00
XII, I 1895—1907	°C	1.95	1.62	1.42	1.17	0.93	0.61	0.03	— 0.48	— 0.48	— 0.32	0.37	0.00

den täglichen Gang der absoluten Feuchtigkeit erscheinen lassen. Nach Goodmann gehört der tägliche Gang für die trüben Tage der wärmsten Sommermonate in Pawlowsk dem ersten Typus an. Aus der neunjährigen Periode von 1880 bis 1888, welche von Goodmann für seine Arbeit benutzt war, ist es zu sehen, daß es in Pawlowsk im Sommer so wenig heitere Tage gibt, daß sogar alle Tage der Sommerperiode (V bis IX) keinen reinen Typus der Konvektionsströme geben; nämlich das erste Nachmittagsmaximum ist nur schwach entwickelt, und das Nachmittagsminimum ist nur durch eine fast gerade Linie angedeutet, deshalb hielt ich es für nötig, für den Sommer in Pawlowsk den täglichen Gang der absoluten Feuchtigkeit in heiteren Tagen anzuführen.

Digitized by Google

2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Mitternacht	Absolute Feuchtigkeit Mittel	Absolute Feuchtigkeit Ampl.	Lufttemperatur Mittel °C	Lufttemperatur Ampl. °C	Zahl der Tage
.49	—	.31	—	.11	—	—.03	—	—.13	—	—.25	18.80	.98	—	—	124
.14	—	.16	—	.14	—	.12	—	.07	—	.16	14.49	.48	20.2	2.2	43
.15	.15	.04	.20	.16	.15	.06	.12	.13	.14	.09	20.93	.78	—	—	60
—.04	—.02	—.04	—.10	—.20	.03	.05	.21	.12	.11	—.02	19.00	.80	25.2	1.8	18
—.19	—	—.21	—	.04	—	.18	—	.24	—	.19	14.52	.53	20.4	2.4	83
—.59	—	—.47	—	.19	—	.46	—	.40	—	.25	13.99	1.05	20.4	3.0	9
.01	—	.01	—	.00	—	—.02	—	—.03	—	—.05	3.81	.23	— 0.9	1.5	22
.02	—.01	.03	.00	—. 1	—	—	—	—	—	—	21.05	1.00	27.8	1.4	10

8	9	10	11	Mittag	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Mitternacht	Absolute Feuchtigkeit Mittel	Absolute Feuchtigkeit Ampl.
-.11	-.03	.07	.12	.17	.20	.20	.17	.12	.08	.01	-.05	-.08	-.10	-.12	-.13	-.17	2.34	.38
.20	.31	.33	.30	.31	.31	.29	.36	.40	.46	.52	.56	.52	.22	-.02	-.22	-.44	8.75	1.48
.46	.63	.52	.35	.18	.18	.06	.16	.23	.41	.52	.71	.78	.34	.13	-.10	-.40	8.36	1.95
-.24	-.12	.06	.13	.15	.14	.11	.08	.05	.17	.17	.10	.05	-.02	-.05	-.10	-.12	3.51	.42
-.15	-.07	.03	.12	.16	.18	.16	.14	.14	.12	.11	.09	.03	.04	.00	-.01	-.06	5.19	.35
-.01	.17	.25	.19	.11	- .01	- .09	- .16	- .19	- .18	- .08	.06	.21	.24	.23	.18	.10	8.49	.55
-.18	-.09	.05	.14	.24	.19	.16	.16	.27	.31	.27	.18	.14	.05	-.02	-.03	-.04	3.87	.62
-.23	-.12	.00	.08	.15	.19	.24	.25	.30	.31	.30	.23	.17	.09	.01	-.06	-.09	3.81	.64
.28	-.12	-.44	-.82	-.99	- 1.08	- 1.20	- .92	- .70	- .28	.35	.69	.75	.63	.62	.58	.58	8.64	1.95
.19	.29	.19	-.13	-.56	- 1.00	- 1.36	- 1.48	- .97	- .06	.75	.96	.84	.67	.55	.42	.32	9.15	2.44
1.16	.87	.41	-.17	-.82	- 1.22	- 1.61	- 1.85	- 2.14	- 1.86	- 1.04	-.18	.23	.37	.41	.40	.53	10.46	3.30
.44	.43	.39	.09	-.23	- .54	- .83	- .97	- .90	- .54	- .03	.35	.44	.35	.23	.20	.19	21.47	1.41
.01	.13	.10	-.21	-.67	- .98	- 1.02	- .95	- .77	- .40	.10	.43	.60	.58	.53	.43	.45	9.31	1.62
.08	.18	.41	.08	-.35	- .61	- .69	- .84	- .76	- .29	.23	.45	.38	.34	.27	.19	.20	6.03	1.29

9	10	11	Mittag	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Mitternacht	Absolute Feuchtigkeit Mittel	Absolute Feuchtigkeit Ampl.
—.07	.05	.14	.20	.21	.24	.25	.26	.26	.22	.16	.12	.08	.03	—.05	—.07	2.09	.67
.06	—.05	—.18	—.11	—.15	—.16	—.19	—.05	.02	.10	.15	.16	.19	.18	.12	.14	3.67	.38
—.10	.02	.10	.17	.25	.29	.32	.35	.34	.28	.19	.13	.06	.01	—.04	—.07	1.40	.75
—.05	.07	.17	.21	.17	.20	.19	.19	.20	.17	.14	.11	.11	.04	—.05	—.08	2.61	.61
.01	—.03	.00	—.14	—.13	—.20	—.14	—.04	—.03	.02	.09	.13	.19	.16	.13	.15	2.72	.39
.11	—.07	—.37	—.08	—.13	—.12	—.25	—.03	.05	.19	.22	.19	.19	.19	.11	.13	4.66	.56
—.17	.02	.11	.13	.11	.09	.05	.13	.10	.08	.07	.09	—.01	—.03	—.05	—.07	2.88	.35
—.14	—.03	—.09	.15	.26	.21	.11	.14	.13	.05	.00	—.08	—.09	—.15	—.20	—.20	3.02	.43
—.28	0.5	.25	.50	.61	.64	.55	.71	.48	.28	.15	.11	—.11	—.13	—.02	.01	3.29	1.31

2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Mitternacht	Mittel	Ampl.	Anzahl der Beobachtungen
.06	.00	— 0.8	— .10	— .13	— .16	— .15	— .14	— .15	— .15	— .21	1.56	.54	38
.00	.00	— 0.2	— .04	— .06	— .09	— .10	— .11	— .15	— .16	— .17	1.39	.39	23
1.80	0.92	— 0.13	— 0.56	— 0.85	— 1.02	— 1.20	— 1.26	— 1.36	— 1.50	— 1.51	— 14.40	4.47	38
1.33	0.99	0.24	— 0.31	— 0.48	— 1.00	— 1.49	— 1.70	— 1.98	— 2.13	— 2.31	— 15.06	4.26	23

Dieser tägliche Gang ist in der Tabelle 2 in der dritten Reihe angegeben und bezeugt einen deutlichen Konvektionstypus; er ist aus den Werten der Arbeit Goodmanns zusammengesetzt. Die Tabelle 2 zeigt weiter, daß an heiteren Tagen im Parc Saint Maur während der Wintermonate, wie auch in Nukuss, während der Monate Oktober bis Januar, der tägliche Gang der absoluten Feuchtigkeit dem zweiten Typus angehört. Es ist zu bemerken, daß ich für Parc Saint Maur und Nukuss nur diejenigen heiteren Tage wählte, in welchen es keinen Schnee, keine Schneedecke oder keinen Reif gab. Vergleicht man den täglichen Gang der absoluten Feuchtigkeit an heiteren Tagen des Winters in Pawlowsk mit dem Gange an heiteren Tagen in Parc Saint Maur und Nukuss, so sieht man den wesentlichen Unterschied: in Pawlowsk

Digitized by Google

gehört der Gang dem ersten Typus an, in Parc de Saint Maur und Nukuss dem zweiten. In diesem Unterschiede drückt sich der Einfluß der Schneedecke deutlich aus: deren Anwesenheit in Pawlowsk und Abwesenheit während des ganzen Winters in Parc de Saint Maur und in Nukuss während der Periode Oktober bis Januar. Natürlich wirkt hier auch der Unterschied der Erwärmung durch die Sonne, jedoch ist nicht dieser Ursache allein der Unterschied zuzuschreiben, sondern auch der Art der Unterlage. Wir gehen über zu der zweiten Gruppe der Gegenden mit dem täglichen Gange des zweiten Typus, wo der Typus mit den Konvektionsströmen das ganze Jahr hindurch herrscht, d. h. zu den heißen tropischen Gegenden, wie Allahabad und das Zentralobservatorium in Mexiko. Für Allahabad sind drei Reihen von Zahlen angeführt. Die mitgeteilten Daten sind aus den Kurven der obenerwähnten Arbeit Hills abgeleitet und aus englischen Zoll in Millimeter verwandelt worden. Die erste Reihe entspricht der kalten Periode von November bis Februar, die zweite der heißen von März bis Mai, und die dritte der Regenperiode von Juni bis Oktober. Der tägliche Gang der heißen Periode stellt einen umgekehrten Gang des ersten Typus vor mit einem tiefen Minimum in den Nachmittagsstunden (2^{p} bis 4^{p}) und einem Maximum um 8^{a} bis 9^{a}, d. h. daß dieser Typus des nächtlichen Minimums entbehrt. Dessenungeachtet zählen wir ihn zum zweiten Typus, da das Nachmittagsminimum nur dem zweiten Typus eigen ist, dem Typus der Konvektionsströme. Das Nacht- oder Morgenminimum erscheint nur in der Zeit und Gegend, wo bei der Nacht- oder Morgenerkaltung die Luft nahe der Sättigung ist. Die in der Tabelle 2 angebrachten Zahlen sind abgeleitet aus den Beobachtungen auf der Höhe von 4 Fuß; da es in Allahabad keine dieser Höhe entsprechende Werte der relativen Feuchtigkeit gab, so habe ich aus der Arbeit Hills die Werte der relativen Feuchtigkeit aus der Höhe von 6 Fuß entnommen für drei Termine: 6^{a}, 2 und 10^{p}. Ich erhielt folgende Werte:

	6^{a}	2^{p}	10^{p}	
Die kalte Periode	84	42	74	Proz.
Die heiße Periode	57	21	42	„
Die Regenperiode	88	64	83	„

Die Vergleichung dieser Werte mit dem Gang der absoluten Feuchtigkeit an den Morgenstunden für die drei entsprechenden Perioden bestätigt die eben ausgesprochene Überlegung.

Während der Regenzeit ist der tägliche Gang in Allahabad nicht so deutlich ausgedrückt. In einzelnen Monaten dieser Periode, wie Juli oder August, ist das Nachmittagsminimum im täglichen Gange der absoluten Feuchtigkeit kaum bemerkbar. In dieser Hinsicht bietet das Observatorium in Mexiko ein vollständiges Gegenteil. Die für Mexiko erhaltene erste Reihe des täglichen Ganges der absoluten Feuchtigkeit für die Regenperiode, die zugleich auch die heißeste ist, zeigt, daß während dieser Periode von Mai bis Oktober das tägliche Minimum sich noch deutlicher ausdrückt als während der trockenen Periode, und daß die Amplitude der absoluten Feuchtigkeit sogar größer ist. Der Charakter der Bewölkung ist größtenteils Cu, d. h. die Wolken, die charakteristisch für die Konvektionsströme sind. Diese Tatsache erklärt an und für sich deutlich genug das hervorragende Erscheinen des zweiten Typus in Mexiko während der Regenperiode.

Die Schneedecke. Um den Einfluß der Schneedecke auf den täglichen Gang der absoluten Feuchtigkeit aufzuklären, ist es notwendig, den Gang einer bestimmten Gegend bei Vorhandensein einer Schneedecke und ohne dieselbe bei den möglichst gleichen anderen Bedingungen zu vergleichen. Da die Schneedecke der Bildung der

Digitized by Google

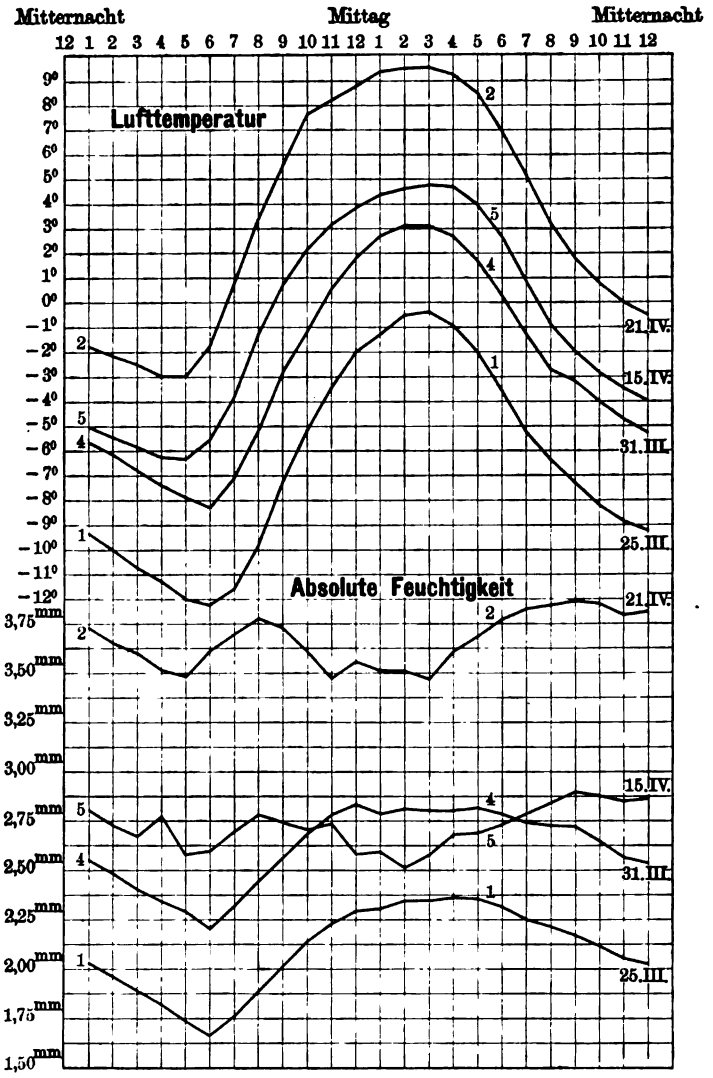
Konvektionsströme ungünstig ist, ist es zu erwarten, daß über derselben der tägliche Gang der absoluten Feuchtigkeit dem ersten Typus angehören wird, dagegen über dem Lande ohne Schneedecke dem zweiten Typus, dem Typus der Konvektionsströme. Der Charakter des täglichen Ganges ist nicht nur von der Unterlage, sondern auch von der Temperatur und Bewölkung abhängig. Der Einfluß der Temperatur kann durch die Wahl der unmittelbar aufeinander folgenden Perioden mit der Schneedecke und ohne dieselbe vermindert werden; die Benutzung der Beobachtungen ausschließlich an den heiteren Tagen schließt den Einfluß der Bewölkung aus. Zur Untersuchung des Einflusses der Schneedecke habe ich mich der Beobachtungen des Konstantinowschen Observatoriums in Pawlowsk bedient für den Frühling von 1895 bis 1907. Ich begnügte mich mit dieser Periode, da nur seit dem Jahre 1895 der Thermograph Fuß mit Ventilation im Gebrauche ist, während bis dahin der Thermograph Gassler ohne Ventilation benutzt worden war. Für jedes Jahr der erwähnten dreizehnjährigen Periode habe ich die täglichen Werte der absoluten Feuchtigkeit der heiteren Tage von 1 III bis 7 V (die römischen Ziffern bedeuten die Monate) aus den Annalen des N. P. C. Observatoriums ausgezogen. Dabei zählte ich diejenigen zu den heiteren Tagen, an welchen das Mittel aus den drei Terminen (7^a, 1^p, 9^p) die Bewölkung nicht zwei Zehntel überschritt. Ich habe die Periode von 1 III bis 7 V gewählt, um eine genügende Anzahl der Tage mit der Schneedecke, sowie auch ohne dieselbe zu haben und nun dabei womöglich eine ungefähr gleiche Zahl der Tage in den beiden Gruppen zu haben. Die Tage dieser Periode verteilte ich in zwei Gruppen: zur einen gehörten die Tage mit der Schneedecke, zur anderen die Tage, an denen die Schneedecke fehlte. Ich berechnete den mittleren täglichen Gang der absoluten Feuchtigkeit für jede dieser Gruppen. Das Ergebnis dieser Rechnung ist in der Tabelle 3 zu finden.

Die ersten zwei Reihen geben für Pawlowsk zwei charakteristische Gänge des täglichen Ganges der absoluten Feuchtigkeit. Der erste Typus, wie es auch zu erwarten war, ist der Schneedecke eigen, der zweite der entblößten Erdfläche. Der Unterschied von 10° zwischen den Temperaturen und der fast monatliche Zwischenraum der zwei Gruppen, der mit der Schneedecke und der ohne dieselbe, können den Zweifel hervorrufen, ob nicht diesem Umstande der Unterschied im täglichen Gange der Feuchtigkeit zuzuschreiben ist. Um diesen Zweifel zu lösen, habe ich jede der beiden Gruppen in zwei Teile geteilt: in einem habe ich die Tage vereinigt, deren Temperatur unter der mittleren für die gegebene Gruppe war, in dem anderen vereinigte ich die Tage, deren Temperatur höher als die mittlere derselben Gruppe war. Die Ergebnisse dieser Teilung sind in den Reihen 3, 4, 5, 6 zu sehen. Die dritte und sechste Reihe sind minder interessant; sie geben, was man erwarten mußte. Dagegen hat die vierte und fünfte Reihe eine größere Bedeutung. Die vierte Reihe gibt den täglichen Gang des Übergangstypus bei der Schneedecke und bei der Temperatur —2.6°; man sieht hier eine Deutung auf einen Doppelgang, der sich in der Erhöhung der absoluten Feuchtigkeit während der Mittagsstunde von 2 bis 5^p ausdrückt. Dieser Umstand kann dadurch erklärt werden, daß der mittlere Tag für diese Gruppe auf den 31 III fällt, d. h. nahe der Zeit des Beginns des Verschwindens der Schneedecke. Die fünfte Reihe zeigt deutlich auf das Dasein des täglichen Ganges des zweiten Typus bei der Temperatur —0.7°. In dieser Weise, wenn man die wärmsten Tage der Periode mit der Schneedecke den kälteren Tagen der Periode ohne die letztere entgegensetzt und damit den Unterschied der mittleren Temperaturen bis 2° vermindert, kann man schließen, daß

Digitized by Google

hauptsächlich dank dem Verschwinden der Schneedecke der tägliche Gang des zweiten Typus der zweiten Reihe entsteht. Um dieses Resultat zu bestätigen, habe ich hier in der dritten Tabelle den täglichen Gang der absoluten Feuchtigkeit für Dezember und Januar im Parc de Saint Maur auch nur für heitere Tage angeführt. Der Dezember von Parc de Saint Maur ist mit der Reihe 4 für Pawlowsk zu vergleichen. Die Anwesenheit der Schneedecke in Pawlowsk gibt einen Gang, der nahe dem ersten Typus ist, im Parc de Saint Maur dagegen finden wir bei derselben Temperatur, aber bei der Abwesenheit der Schneedecke, den täglichen Gang des

Fig. 1.

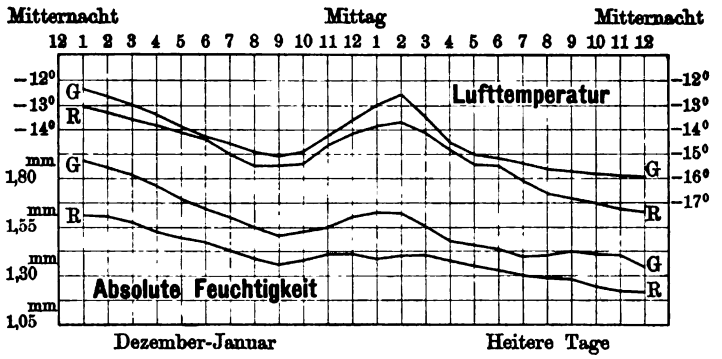


zweiten Typus vor. Der Januar von Parc de Saint Maur gibt nur einen Anhalt von 3 bis 5p, wie es in der vierten Reihe für Pawlowsk der Fall ist. Ich brachte in dieser Tabelle auch die Daten für heitere Tage ohne Schneedecke in Nuskuss an, im Anfange des Winters. Die Zahl solcher Tage war wohl gering und wir können nicht diesem Resultate ein großes Gewicht geben; es ist zu beachten, daß diese Reihe eine Deutung gibt auf die Anwesenheit eines Minimums in den Nachmittagsstunden auch für das Kontinentalklima. Um die Temperaturbedingungen in Pawlowsk für die Perioden mit und ohne Schneedecke zu erläutern, für welche in der Tabelle 3 unter

Digitized by Google

den Nummern 1, 2, 3, 4 und 5 der tägliche Gang der absoluten Feuchtigkeit gegeben ist, habe ich für diese Gruppen den täglichen Gang der Temperatur berechnet. Auf der dieser Arbeit beigefügten Fig. 1, und zwar in der oberen Hälfte derselben, sind die täglichen Schwankungen der Lufttemperatur angegeben; in der unteren ist der tägliche Gang der absoluten Feuchtigkeit für die bezeichneten vier Reihen vorzufinden. Die Kurven der Temperatur und der absoluten Feuchtigkeit für jede bebestimmte Reihe sind durch die mittleren Daten der entsprechenden Periode und durch die entsprechende Nummer der Tabelle 3 bezeichnet, die Kurven für die Gruppen mit der Schneedecke sind außerdem mit dem Zeichen der Schneedecke bezeichnet. Der Vergleich der ersten und zweiten, vierten und fünften Reihe der Tabelle 3 und der diesen Reihen entsprechenden Kurven der absoluten Feuchtigkeit mit denen der Temperatur führt zu einem interessanten Schlusse. Es ergibt sich, daß die Amplitude der absoluten Feuchtigkeit für die Perioden mit der Schneedecke in den beiden verglichenen Paaren fast anderthalbmal größer als die Amplitude der entsprechenden Perioden ohne Schneedecke ist; die Amplitude der Temperatur jedes dieser Paare der entsprechenden Perioden ist fast ganz gleich. Ein solcher Unter-

Fig. 2.



schied zwischen den Amplituden der Feuchtigkeit der Perioden mit und ohne Schneedecke kann nur durch den Unterschied im Charakter des täglichen Ganges der absoluten Feuchtigkeit mit der Schneedecke und ohne dieselbe erklärt werden. In der Periode ohne Schneedecke entstand der tägliche Gang der absoluten Feuchtigkeit des zweiten Typus, des Typus der Konvektionsströme mit dem ihm eigenen Nachmittagsminimum. Das Dasein der Konvektionsströme während der wärmeren Stunden erschwert es eben, zu beurteilen, welche Amplitude der absoluten Feuchtigkeit zu erwarten ist bei dem angegebenen Gange der Temperatur (der Luft). Es ist nur sicher, daß bei gleichem Gange der Lufttemperatur die Amplitude der absoluten Feuchtigkeit im täglichen Gange des zweiten Typus etwas kleiner als im täglichen Gange des ersten Typus sein wird. Um die Erforschungen des täglichen Ganges der absoluten Feuchtigkeit bei der Schneedecke zu ergänzen, ist es notwendig, noch einen Typus zu erwähnen, der nur den kältesten heiteren Tagen der Wintermonate eigen ist. Aus der Arbeit Goodmanns ist es zu ersehen, daß in den heiteren Tagen des Dezembers und Januars die Temperatur und die absolute Feuchtigkeit sich 24 Stunden durch in gleicher Weise verändern bei dem Vorherrschen des nächtlichen Typus, d. h. wir haben einen ununterbrochenen Fall der Temperatur und der absoluten Feuchtigkeit während der 24 Stunden, nur ist ein unbedeutendes Steigen in den Nachmittagsstunden zu bemerken. Dieser Typus wird durch die Nachtlänge dieser Monate und durch das allmähliche Erkalten des Bodens bei dem heiteren Himmel erklärt.

Digitized by Google

In der Tabelle 4 (5 in dem Original) sind für Pawlowsk die Abweichungen von der Mitteltemperatur und von der absoluten Feuchtigkeit angegeben; dieselben sind den Werten Goodmanns für die Periode 1880 bis 1888 in dem Zeitraum Dezember—Januar entnommen. Diejenigen für die Periode 1891 bis 1907 sind von mir für denselben Zeitraum berechnet worden. Die Werte dieser Tabelle sind auf Fig. 2 graphisch dargestellt. Die Kurven, die aus den Werten der Arbeit Goodmanns entstanden sind, sind durch G bezeichnet, die Werte, die ich erhalten habe, durch R.

Kleinere Mitteilungen.

Innes über die Luftdruckverhältnisse von Südafrika [1]). Th. Innes, Vorstand des Meteorologischen Amtes von Transvaal, hat in einer sehr dankenswerten und lehrreichen Abhandlung die Luftdruckbeobachtungen in Südafrika bearbeitet. Die Abhandlung untersucht 1. die jährliche Periode des Luftdruckes, 2. das Fortschreiten der atmosphärischen Störungen durch Südafrika, 3. liefert sie reduzierte, kritisch gesichtete Monats- und Jahresmittel des Luftdruckes, auch den täglichen Gang betreffend 1. von der Kapstadt für die Periode 1841/1905, 2. von S. Helena 1840/47, 3. von Durban Natal 1873/1905. Diese Tabellen sind von sehr hohem Werte für die Meteorologie und Klimatologie, da es bisher schwer gewesen ist, richtige vergleichbare Monatsmittel des Barometerstandes für Südafrika zu erhalten. Besonders die kritisch bearbeiteten Monatsmittel für die Kapstadt, 65 Jahrgänge umfassend, wohl die längste Reihe von Luftdruckmitteln auf der südlichen Halbinsel, sind für viele Untersuchungen von hohem Werte. Die Verwertung der Luftdruckmittel zur Konstruktion der Isobaren von Südafrika wird natürlich sehr erschwert durch die Unkenntnis der genauen Seehöhen der Barometer im Innern des Landes. Nur für das Johannesburg-Observatorium ist diese Seehöhe durch ein geodätisches Nivellement bekannt. Doch werden die von Sir David Gill eingeleiteten geodätischen Aufnahmen bald gestatten, die Seehöhe einer beträchtlichen Anzahl von Barometern im Innern Südafrikas genau zu ermitteln. Einen Versuch der Konstruktion der Jahresisobaren von Südafrika gibt Fig. 1 der Abhandlung (hier nicht reproduziert).

Der Verfasser berechnet für 35 Orte in Südafrika und Umgebung den jährlichen Gang des Luftdruckes, indem er die Monatsmittel durch Sinusreihen ausdrückt. Für mehrere Orte werden die Konstanten dieser Reihen (bis zum dritten Gliede) auch für einzelne Jahresreihen mitgeteilt, so für die Kapstadt für die einzelnen sechs Dezennien 1841/1900. Im allgemeinen ist im Innern von Südafrika der jährliche Gang fast vollständig durch die erste Sinusreihe gegeben, an den Küsten spielen auch die höheren Glieder noch eine größere Rolle. An den Küstenstationen verzögert sich der Eintritt der Phasenzeiten um nahe einen Monat, wie folgende Beispiele zeigen:

Küste.			Inland, 900—1200 m Plateau rund.		
S. Br.		A_1	S. Br.		A_1
6° 10′	Zanzibar	250°	15° 23′	Zomba	279°
15° 57′	S. Helena	251°	17° 48′	Salisbury	271°
18° 10′	Tamatave	250°	20° 0′	Bulawayo	280°
20° 6′	Mauritius	244°	28° 43′	Kimberley	282°
34° 11′	Mossel Bai	252°	32° 34′	Stutterheim	281°

Die jährliche Amplitude (a_1) nimmt mit der Höhe ab:

	Cap	Devils Pik	Disa Head	Tamatave	Tananariva	Umtata	Kilrush
Höhe m	11	438	762	3	1370	732	1288
Amplitude	2.87	2.06	1.60	4.06	2.26	2.56	1.52

Auf vier Kärtchen von Südafrika findet man abgegrenzt die Bezirke verschiedener Größe der Amplitude a_1 der Größe A_1, der Amplitude a_2 und der Phasenzeit A_2.

---

[1]) The Barometer in South Africa. By R. T. A. Innes, F. R. A. S. Cape Town 1907. Report South African Assoc. 1906, No. 4.

Digitized by Google

Das Fortschreiten der atmosphärischen Störungen durch Südafrika wird an mehreren Beispielen und durch 7 Diagramme erläutert. Die Diagramme zeigen, daß die Änderungen des Barometers am Kap jenen zu Johannesburg und Durban um 24 bis 48 Stunden vorausgehen, so daß erstere zu Witterungsprognosen für letztere Orte zu benutzen sind.

Während in Europa und Nordamerika die Witterung durch die von West nach Ost fortschreitenden Zyklonen hauptsächlich bedingt wird, spielen letztere in der Meteorologie von Australien, wie Russell und Ellery gezeigt haben, eine untergeordnete Rolle, das Wetter wird daselbst bestimmt durch eine Prozession von Antizyklonen, von W nach E, zwischen welchen V-Depressionen sich einstellen. Die Wetterkarten der Argentinischen Republik bestätigen diese Erscheinung auch für Südamerika. Eine beständige Folge von Zyklonen passiert über Südamerika, südlich vom 40. Breitegrad, während nördlich von 35° S eine beständige Prozession von Antizyklonen stattfindet. Wahrscheinlich ist dasselbe auch in Südafrika der Fall.

In bezug auf die Regenzeiten sind zu unterscheiden: Die Kaphalbinsel mit Winterregen, der äußerste Süden mit Regen zu allen Jahreszeiten, die Sommerregen im Osten in Natal, wo Durban zwei Maxima hat, das eine vor, das andere nach Neujahr, und die Kombination dieser drei Regenfallperioden.

Im Winter existiert wohl eine beständige Antizyklone über dem Innern von Südafrika, und die Zyklonen, die dann an der Westküste nach Süden wandern, bringen dort den Regen und NW-Stürme, für die Kaphalbinsel. Wenn die Zyklone eine besondere Ausdehnung hat, so mag sie sich von Port Nolloth bis zum Hex River und Port Elisabeth erstrecken und der ganzen SW-Ecke der Kapkolonie Regen bringen. Die Regen der Ostküste werden wohl durch Zyklonen im Indischen Ozean bedingt, die mit der Sonne nach Süden wandern. Im Winter verlaufen diese Zyklonen zu weit von der Küste von Südafrika, aber im Sommer liegt ihre Zugstraße nahe der Küste. Sie kommen von NE her [1]). Diese Zyklonen sind am häufigsten im Oktober und November bei zunehmender südlicher Deklination der Sonne, und wieder im Februar und März beim Rückgang der Sonne. Sie sind es, die Transvaal seine ergiebigsten Regen liefern, leider nimmt deren Intensität mit der Entfernung von der Küste rasch ab, und nur wenige erreichen die Westgrenze von Transvaal. Die Südseite dieser Zyklonen bringt den stärksten Regen. Die Südküste des Kaplandes steht mehr oder weniger unter dem Einfluß der westlichen und östlichen Zyklonen und hat deshalb leichte Regen zu allen Jahreszeiten.

Die Regen im Innern von Südafrika sind hauptsächlich Gewitterregen bei Barometeranomalien.

C. M. Stewart, Sekretär der Meteorologischen Kapkommission, hat aber auch darauf aufmerksam gemacht, daß Südafrika den größten Teil seines Witterungscharakters den V-Depressionen zwischen den wandernden Antizyklonen verdankt. Eine Figur zeigt uns eine V-Depression über Südafrika. Auf der Vorderseite herrschen strenge N-Winde bei rasch fallendem Barometer; sowie die von NNW nach SSE verlaufende Troglinie das Kapland passiert, springt der Wind nach S um mit einem Staubsturm, dem Gewitter und Regen rasch folgen, die Temperatur sinkt stark und das Barometer steigt. Unglücklicherweise bringen diese V's im Winter selten Regen für Transvaal, wir haben nur Staubsturm, einige Schneeflocken, einen steifen, kalten Sturm von S, der 48 Stunden anhalten kann.

Während in den Zyklonen der Regen mit niedrigem und fallendem oder stationärem Barometer kommt, kommt er in den V-Depressionen bei steigendem Barometer. Derart steht das Barometer bei den Winterregen der Kaphalbinsel niedrig, während die gelegentlichen Regen im Sommer bei einem Luftdruck über dem Mittel fallen. Auf S. 100 werden Beispiele dafür gegeben, die drei regenreichsten und regenärmsten Monate, Januar, Februar usw. bis Dezember, in der Kapstadt mit den zugehörigen Luftdruckmitteln.

Herr Innes äußert sich sehr hoffnungsvoll in bezug auf Wetterprognosen für Transvaal und begründet dies. Er wünscht ein Observatorium erster Ordnung in der Kapstadt, ein anderes steht in Lorenzo Marquez in Aussicht. Am schlechtesten mit Stationen bedacht ist das Kapland westlich von 24° E, östlich davon befinden sich mehrere gute Stationen.

---

[1]) Eine andere Ursache der Regen in Natal besteht in dem Aufsteigen des SE-Passats an den Plateaurändern, es sind „orographische oder Geländeregen", welche Man gut beschrieben hat. D. Red.

Digitized by Google

Nun folgt eigentlich der wertvollste Abschnitt der Abhandlung, die kritisch gesichteten und korrigierten Luftdruckmittel für die Kapstadt, April 1841 bis Juli 1905 inklusive. Die Mittel sind auf das Meeresniveau reduziert und mit der Index- und Schwerekorrektur versehen.

Die Mittel für die sechs Dezennien geben wir in Millimeter in einer Tabelle am Schluß. Sie enthält die einzelnen Monats- und Jahresmittel April 1841 bis im Juli 1905.

Eine andere (hier fehlende) Tabelle enthält den korrigierten täglichen Gang des Barometers in der Kapstadt im Mittel der Jahre 1841/46. Die ältere Tabelle von Stone enthält Anomalien, die hier zu eliminieren versucht wird. Diese Anomalien, möchten wir bemerken, rühren wohl zum größten Teile daher, daß an Sonn- und Feiertagen die Beobachtungen ausgefallen sind. Da nach Göttinger Zeit beobachtet wurde, so sind die stündlichen Beobachtungen vieler unvollständigen Tagesreihen in die Mittel aufgenommen worden, was bei den in der Breite der Kapstadt noch immer ziemlich erheblichen gelegentlichen unregelmäßigen Luftdruckschwankungen, selbst im mehrjährigen Mittel sich noch bemerklich macht. Hätte man bei der Mittelbildung die unvollständigen Tage ganz weggelassen, so würden die Stundenmittel richtiger und leichter völlig zu korrigieren sein. Ich habe mich bei den stündlichen Barometermitteln zu Hobarton überzeugt, daß durch die angegebene fehlerhafte Mittelbildung der tägliche Gang des Barometers sehr stark entstellt wurde.

Es folgen dann die Monats- und Jahresmittel des Luftdruckes für S. Helena 1841/47, in denen der tägliche Gang des Barometers daselbst (wie früher jener für die Kapstadt) durch Sinusreihen mit sechs Gliedern dargestellt wird.

Den Schluß bilden die korrigierten sämtlich auf die Stunde 9^h reduzierten Monats- und Jahresmittel des Luftdruckes am Natal-Observatorium zu Durban 1873 bis 1905. Von sämtlichen drei Observatorien wird die Herkunft der einzelnen Beobachtungsreihen mitgeteilt. Die Abhandlung wird dadurch zu einem äußerst wertvollen Beitrag zur Meteorologie von Südafrika, ja der südlichen Halbkugel überhaupt. Eine analoge kritische Bearbeitung der Temperaturmittel wäre sehr erwünscht.

Luftdruckmittel im Meeresniveau mit Schwerekorrektur. 700 m.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
				R. Obs. Kapstadt 33° 56′ S. Tagesmittel.									
1841/1850	63.3	60.1	61.1	61.9	63.8	65.1	65.8	65.6	64.2	63.1	61.5	60.8	62.80
1851/1860	60.5	60.3	61.3	62.6	63.8	65.0	66.3	65.5	64.4	63.4	61.2	60.8	62.95
1861/1870	59.8	59.8	60.9	62.4	63.4	64.9	65.9	65.2	64.5	62.6	62.1	60.4	62.67
1871/1880	59.8	60.3	60.8	62.6	63.2	65.8	65.9	64.9	64.7	63.1	61.6	60.7	62.80
1881/1890	60.5	59.8	61.3	62.2	63.2	65.4	66.6	65.3	64.5	63.0	62.0	60.7	62.88
1891/1900	59.6	60.0	60.5	62.4	63.5	65.6	65.5	64.7	64.5	62.8	61.7	60.9	62.67
Mittel	60.58	60.05	60.98	62.35	63.48	65.30	66.00	65.20	64.47	63.00	61.68	60.72	62.82
				Natal-Observatorium Durban. 29° 51′ S. 9^h am.									
1873/1880	61.3	62.0	63.3	64.4	65.3	67.6	67.7	66.7	65.7	64·4	62.6	61.5	64.37
1881/1890	61.8	61.9	63.5	64.3	64.8	68.2	68.1	67.0	66.6	64·8	62.8	62.1	64.66
1891/1900	61.1	62.2	62.9	64.8	66.2	67.7	67.9	67.2	65.5	63·9	62.4	61.6	64.45
1901/1905	60.7	62.4	63.1	63.9	65.3	66.5	68.3	66.8	66.4	64·2	62.6	62.0	64 35
Mittel	61.22	62.12	63.20	64.35	65.40	67.50	68.00	66.92	66.05	64.32	62.60	61.80	64.46
				S. Helena. 15° 57′ S., 5° 41′ W v. Gr. 537.8 m.									
1840/1847	15.8	15.6	15.5	15.9	16.8	18.0	18.8	18.6	17.6	16.7	16.2	16.1	716.8

Reduktion auf das Meeresniveau 45.6 mm.

Mittlere und absolute Jahresextreme 721.4 und 712.6. Jahresschwankung 8.8 mm, absolut 722.4 9. Juli 1842 und 712.0 14. März 1843.

September 1908. J. Hann.

Heinz v. Ficker: Zur Meteorologie von Westturkestan. Der Verfasser behandelt das Gebiet, welches der Aralsee im W, der Amudarja im S, der Syrdarja im N begrenzen, und das von Ostturkestan durch den Pamir und den Tienschan geschieden wird. Aus inneren Gründen wurde auch das Gebiet nördlich des Naryn, des Oberlaufes des Syrdarja, zur Behandlung herangezogen bis zum See Issykkul, dem östlichsten Punkte des behandelten Länderkomplexes.

Die als Grundlage dienenden 17 meteorologischen Stationen sind somit auf einem Gebiete verteilt, das bei einem Breitenunterschiede von $8^1/_2{}^0$ Längenunterschiede bis zu

Digitized by Google

$17^1/_2{}^0$ aufweist, während die Höhendifferenzen 3600 m betragen. Das ganze Gebiet erstreckt sich von N nach S etwa in gleicher Breite wie Italien. Die Beobachtungsreihen sind fast bei allen Stationen länger als 10 Jahre.

Geographische Lage, Höhenlage, mehr aber noch die klimatischen Unterschiede gliedern das Zweistromland von Turkestan in acht Bezirke:

1. Steppe zwischen Aralsee und dem Unterlaufe des Syrdarja und Amudarja (Kasalinsk, Petro-Alexandrowsk, Turkestan).

2. Südrand am Mittellaufe des Amudarja (Kerki und Termez).

3. Randzone zwischen der Steppe im W und den Gebirgen im E (Samarkand, Dschisak, Chodschent, Taschkent).

4. Das Gebirgsbecken von Fergana, welches sich östlich an das Gebiet 3 angliedert (Namangan, Margelan).

5. Randzone im Norden der Steppe (Aulie-Ata).

6. Das Gebiet des Naryn und des Sees Issykkul (Narynsk und Prschewalsk).

7. Pändsch, der Oberlauf des Amudarja (Khorog).

8. Pamirhochsteppe (Irketscham, Pamirski-Post).

Es werden nun der Reihe nach Temperatur, Feuchtigkeit, Niederschlag, Bewölkung und Windgeschwindigkeit in Mittelwerten dargestellt.

1. Temperatur.

Bezirk	Mittlere Höhe	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr	Reduziert auf Meeresniveau	Mittlere Jahresschwankung
1. Steppe	121	12.2	26.4	10.3	— 5.1	11.0	11.6	35 8
2. Südrand	277	17.9	28.9	16.1	4.5	17.0	18.4	28.7
3. Westliche Randzone	477	14.5	26.3	13.2	1.5	14.0	16.4	29.1
4. Fergana	507	15.0	26.1	12.8	— 0.3	13.4	15.9	30.5
5. Nordrand	620	10.5	23.3	9.4	— 3.6	9.9	13.0	30.1
6. Naryn und Issykkul	1892	5.9	16.7	5.7	— 9.2	4.8	14.3	28.8
7. Pändsch	2105	8.0	20.8	10.2	— 6.0	8.4	18.9	30.4
8. Pamir	3195	1.2	12.6	1.3	— 13.1	0.5	16.8	[28.1][1])

Bei der Reduktion auf Meeresniveau wurde eine Temperaturabnahme von 0.5^0 pro 100 m zugrunde gelegt. Das wärmste Gebiet ist demnach der Mittel- und Oberlauf des Amudarja, das kälteste die Steppe und der Nordrand. Beim Pändsch und Pamir tritt der temperaturerhöhende Einfluß des Gebirges deutlich hervor. Die Jahresmittel entsprechen ungefähr jenen von Süditalien, womit auch die geographische Breite annähernd übereinstimmt. Aus der mittleren Jahresschwankung, der Differenz der wärmsten und kältesten Monate, ergibt sich die ausgesprochene Kontinentalität des Klimas im ganzen Zweistromlande, wobei dieselbe zuerst gegen E abnimmt, um dann in der Hochsteppe wieder scharf hervorzutreten. Dies geht auch aus der absoluten Jahresschwankung hervor, die in der Steppe 64.0^0 beträgt, in der Randzone des Gebirges auf 55.4^0 (Mittelwert aus acht Stationen) herabsinkt, um in Pamirski-Post, der höchsten Station der Pamirhochsteppe, wieder auf 67.4^0 zu steigen. Interessant ist hierbei, daß bei den Stationen unter 1000 m die mittleren Maxima ungefähr gleich hoch sind, während bei den Minimis bedeutende Unterschiede auftreten; so ist z. B. das Durchschnittsminimum in Samarkand (719 m) in der westlichen Randzone um 10^0 höher als in Kasalinsk (63 m) am Unterlaufe des Syrdarja.

Ganz enorm ist die Veränderlichkeit der Monatsmittel. Anbei sind für jeden Bezirk die Differenzen zwischen der höchsten und tiefsten Mitteltemperatur der Monate Januar, April, Juli und Oktober mitgeteilt.

Bezirk	Januar	April	Juli	Oktober	Jahr
1	18.5	5.6	2.7	7.0	3.0
2	10.7	3.6	2.9	5.1	1.4
3	12.8	4.0	2.2	5.8	2.3
4	10.9	4.5	3.6	5.3	2.6
5	16.3	4.5	4.3	6.6	2.3
6	7.9	8.1	4.7	5.3	3.0
7	9.1	4.6	4.9	5.0	1.8
8	9.4	5.7	4.9	4.9	2.4

[1]) Für den Hochpamir ein zu niedriger Wert, da das Mittel aus Irketschan und Pamirski-Post genommen ist, erstere Station aber eine auffallend kleine Jahresschwankung aufweist.

Digitized by Google

Trotz der sehr kurzen Beobachtungsreihen treten z. B. in der Steppe Unterschiede im Jännermittel bis zu 18.5° auf. Mit zunehmender Höhe und abnehmender Breite werden die Januardifferenzen rasch kleiner. Der Verfasser erklärt die häufig auftretenden enorm tiefen Wintertemperaturen in den niedrigeren Stationen dadurch, daß sich eine kalte, relativ seichte Luftschicht von N her vorschiebt, die dann durch Ausstrahlung auf die tiefste Temperatur abgekühlt wird.

2. Feuchtigkeit und Niederschlag.

Bezirk	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr	Niederschlag pro Jahr
1	61 Proz.	45 Proz.	62 Proz.	82 Proz.	62 Proz.	130 mm
2	52	38	62	71	55	160
3	63	45	60	74	59	358
4	66	54	65	79	66	175
5	69	52	66	77	66	316
6	61	60	59	71	63	370
7[1])	—	—	—	—	—	288
8	49	43	47	59	49	119

Aus obiger Tabelle ergibt sich ohne weiteres die große Trockenheit Westturkestans. Das Jahresmittel der Feuchtigkeit sämtlicher Stationen beträgt 61 Proz. Durch die rasche Verdunstung bewirkt die Trockenheit in dem ohnehin sehr niederschlagsarmen Lande, daß das Land schon zum größten Teile in eine Wüste verwandelt wurde, und diese Austrocknung schreitet stetig fort. Aus der letzten Kolumne ersieht man deutlich die Abhängigkeit des Niederschlages von der Seehöhe und Lage. Die Niederschlagsmengen nehmen im Gebirge rasch zu, um auf der Pamirhochsteppe auf den niedrigsten Wert herabzusinken. In den Stationen unter 1000 m tritt das Maximum des Niederschlages in den Monaten März und April auf, das sich auf dem Hochpamir gegen den Januar verschiebt. Großen Einfluß auf die Vegetation haben die großen Trockenperioden, die in den einzelnen Stationen bis zur Dauer von sechs Monaten beobachtet wurden; hierdurch wird fast überall eine künstliche Bewässerung notwendig.

3. Bewölkung.

Die Bewölkungsverhältnisse werden am besten durch die mittlere Zahl der heiteren und ganz bedeckten Tage charakterisiert.

Bezirk	1	2	3	4	5	6	7	8
Zahl der heiteren Tage	153.8	180.1	149.5	113.8	121.4	90.5	151.0	91.4
Zahl der bedeckten Tage	60.2	48.3	74.7	85.3	113.3	96.6	48.2	63.4

Der hohe Prozentsatz der heiteren Tage gegenüber den bedeckten kommt nicht so stark zur Geltung, da besonders in den höheren Lagen die Luft häufig durch Staub getrübt ist, der tagsüber durch die kräftige Konvektion infolge der starken Erwärmung in die Höhe geführt wird und während der Nacht infolge der Abkühlung wieder zu Boden sinkt.

4. Wind.

Hier kommen lokale Unterschiede am schärfsten zum Ausdruck. Im allgemeinen herrschen in der Steppe nördliche Winde vor, in größeren Höhen südwestliche; in der gebirgigen Randzone dagegen ist eine große Veränderlichkeit zu finden.

In klimatischer Beziehung ist das Zweistromland von Westturkestan ein Gebiet großer Gegensätze, die sowohl durch die Verschiedenheit der topographischen Verhältnisse als auch durch den Unterschied in der Höhenlage bedingt sind. Gemeinsam ist dem ganzen Gebiete die Kontinentalität des Klimas, die sich in den äußerst schroffen Temperaturschwankungen zeigt, sowohl den jährlichen als auch den täglichen. Und zwar nimmt diese Kontinentalität anfangs gegen E hin infolge des Überganges aus der Steppenzone in das Bergland ab und kommt dann erst wieder auf den Hochflächen des Pamirs scharf zum Ausdruck. Ein weiteres charakteristisches Merkmal ist die große Trockenheit der meisten Gebiete; infolge der raschen Austrocknung und Verwitterung des Bodens geht das Land mit Riesenschritten dem Untergange entgegen.

In einem Anhange teilt v. Ficker noch für sämtliche 17 Stationen die Monatsmittel für Temperatur und Feuchtigkeit zu den einzelnen Beobachtungsterminen mit.

Wien. Dr. A. Wagner.

[1]) Aus Khorog liegen keine Feuchtigkeitsmessungen vor.

Digitized by Google

Zur Frage der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer[1]). In der von Hofrat J. Hann in dieser Zeitschrift, Heft 5, aufgeworfenen und im Heft 7 von ihm und Prof. Krümmel weiter ventilierten Frage: „Wie dringt die Sonnenwärme in große Tiefen stehender Wasserbecken ein", spielt auch die Wärmeverteilung in Binnenseen eine Rolle. Ohne mich als Laie in den Streit über die Entstehung der Wasserwärme in tiefen Schichten des östlichen Meeres einmischen zu wollen, möchte ich als Limnologe das Wort zu den angeführten Mitteilungen über das thermische Verhalten von Binnenseen ergreifen, die mir mit der Wirklichkeit nicht immer in Übereinstimmung zu stehen scheinen. Meine Bemerkungen beziehen sich einmal auf die Tiefe, bis zu welcher Variationen der Temperatur beobachtet wurden und dann auf die Größe dieser Variationen selbst. Von einer konstanten Temperatur des Comersees in 400 m (Met. Zeitschr., S. 220) kann gar keine Rede sein. Nach dem mir vorliegenden Beobachtungsmaterial schwankt dieselbe vielmehr zwischen 5.8° (1895, interp.) und 6.88° (1904) und selbst in einem Jahre (1900) zwischen 6.25 und 6.60°, ein sehr deutlicher Beweis dafür, daß die Temperaturschwankungen der Luft sich bis in sehr große Tiefen durch vertikale Konvektionsströme fortpflanzen können, denn eine andere Möglichkeit ist offenbar nicht vorhanden. Ob wir imstande sind, aus den vorhandenen Temperaturmessungen, die sich auf eine verhältnismäßig geringe Zahl im Jahre verteilen, auf eine mittlere Temperatur des Comersees zu schließen, diese Frage will ich hier unerörtet lassen, vor der Hand bezweifle ich die Möglichkeit. Unerfindlich ist mir, wie Herr Hann die mittlere Wintertemperatur an der Oberfläche des Comersees zu 6.6° annimmt, die er doch selbst als mittlere Temperatur des Sees in 0 m Tiefe im Februar auf 7.3°, also um 0.7° höher, berechnet hat. Vergleicht man die vorhandenen Temperaturserien, so findet man, daß die Tiefentemperaturen durchweg niedriger als die Wintertemperaturen der Oberfläche sind, zum Teil sogar recht erheblich. Herr Hann meint zwar (Met. Zeitschr., S. 324), daß die Temperatur an der Oberfläche im Winter häufig bis auf 4° und darunter gesunken, aber den Beweis dafür erbringt er nicht[2]). Daß eine oberste, 1 bis 2 cm dicke Schicht namentlich in der Nähe der Ufer ab und zu unter 4° gesunken sein mag, bezweifle ich nicht, dieser Umstand hat aber auf den Wärmezustand des ganzen Sees gar keinen Einfluß, was sich sofort beweisen läßt, wenn man die Temperatur nur wenige Centimeter tieferer Schichten mißt. Ähnlich liegen die Verhältnisse beim Genfersee. Hann billigt ihm in 100 m Tiefe eine mittlere Temperatur von 5.2° zu; ich will nicht mit ihm über diese Zahl streiten, möchte aber nur bemerken, daß ihr angesichts der Tatsache, daß in dieser Tiefe Temperaturen zwischen 6.8 und 4.1° gemessen wurden, schwerlich eine große Bedeutung zukommt. Die Temperaturen in 100 m Tiefe und in der größten Tiefe unterscheiden sich nicht selten um 0.5° (Juni 1886), 0.7° (Jan. 1902), 0.8° (Febr. 1894) usw. Solche Differenzen würden noch häufiger angetroffen werden, wenn die Temperaturen der größten Tiefe häufiger gemessen worden wären, als dies tatsächlich leider der Fall ist. Es kann aber gar keine Rede davon sein, daß die Temperatur in 100 m, geschweige denn die in 300 m Tiefe im Durchschnitt mit der Wintertemperatur der Oberfläche übereinstimme; der Unterschied zu gunsten der Oberflächentemperatur beträgt im Januar etwa 0.5°, im Februar 0.7°, im März 1.1°! Was speziell die von Hann angeführten milden Winter 1883 und 1889 angeht, so war am 26. Februar 1883 die Temperatur an der Oberfläche 6.9°, in 80 m 6.1°, in 160 m 5.7°, also in 100 m interpoliert etwa 6.0°, d. h. 0.9° geringer; am 19. September 1889 wurde in 100 m Tiefe 4.9° gemessen, das ist erheblich geringer als der Durchschnitt der Temperatur an der Oberfläche. Was folgt aus dem Vorstehenden? Meines Erachtens, daß der von Herrn Hofrat Hann, S. 324, angeführte Satz: „Nun kommt es am Genfersee in jedem Winter zu längeren Kälteeinbrüchen, die aber trotzdem nicht in größere Tiefen eindringen", nicht richtig ist, sondern eher das Gegenteil

[1]) Sollte wohl heißen: „Zur Frage der vertikalen Temperaturverteilung in Binnenseen." Die Redaktion.

[2]) Dieser Nachweis wäre höchst überflüssig gewesen. In einem Klima, wo der Januar 2.5° Mitteltemperatur hat, wird selbstverständlich die Temperatur öfter und längere Zeit unter den Gefrierpunkt sinken, und die Wassertemperatur vorübergehend an der Oberfläche auf 4° herabgehen. In betreff des scheinbaren Widerspruches von 7.3° und 6.6° braucht man nur den Schlußsatz (S. 226) mit Verständnis zu lesen, um ihn aufzuklären. Daß die Abkühlungen des Wassers an den seichteren Rändern eines Sees keinen Einfluß auf dessen Bodentemperatur haben können, dürfte kaum jemand zugeben, diese Randzonen nehmen ja einen nicht unbeträchtlichen Prozentsatz der Fläche des ganzen Sees ein, und das daselbst abgekühlte Wasser sinkt längs der Böschung von da in die Tiefe gegen den Boden des Sees hin. Auf die Temperatur auch größerer Tiefen im mittleren pelagischen Teile des Sees nehmen sie allerdings keinen Einfluß. J. H.

Digitized by Google

von ihm. Harte Winter machen sich im Genfersee, Comersee, Mjösee und anderen großen und tiefen Seen in der Temperatur ihrer tiefsten Stellen sehr deutlich geltend [1]). Ich habe die Beweise dafür bereits in meiner Arbeit über die Thermik der Binnenseen und das Klima, P. M. 1905, Heft X, mitgeteilt und in der dem Genfer Kongreß 1908 vorgelegten Studie über den Wärmehaushalt einiger tiefer Seen Europas erweitert. Nach meiner Überzeugung steht die Sache so: Die Wirkung heißer Sommer, besonders aber kalter Winter, macht sich in den Tiefentemperaturen tiefer Seen sehr deutlich bemerkbar, die Reaktion kann unter Umständen einen längeren Zeitraum in Anspruch nehmen, die Temperatur kann dabei beträchtlich unter die Mitteltemperatur der Oberfläche sinken. Die Ursache dieser unbestreitbaren Tatsache kann ich nur in der vertikalen Zirkulation sehen, wobei ich absichtlich den Zusatz jährlich vermeide, weil er leicht zu einer Begriffsverwirrung verleiten kann. Die Zeitdauer der Konvektionsströme ist nämlich meines Erachtens nicht in dem Maße an den irdischen Jahreswechsel gebunden, wie z. B. die phänologischen Phänomene. Eine Advektionswirkung horizontaler Wasserbewegung, die ich als Laie für die Erklärung der tiefen Temperatur der tiefen Schichten des östlichen Mittelmeeres mit Hann als recht wahrscheinlich halten möchte, kommt natürlich bei Binnenseen nicht in Betracht. Eine Analogie des Wärmeerhaltens der tiefen Wasserschichten des östlichen Mittelmeeres mit demjenigen tiefer Binnenseen kann ich, dies geht wohl aus dem Vorstehenden hervor, im Gegensatz zu Hann, nicht finden.

Nun noch ein Wort zu den theoretischen Berechnungen von Dr. Schmidt (Sitzungsber. d. Kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., Bd. 117, Abt. IIa, Febr. 1908) über die Absorption der Sonnenstrahlung im Wasser, welche Herr Hann für seine Argumentation zu Hilfe zieht. Ich kann ihm durchaus nicht beipflichten, wenn er sagt, daß die Resultate seiner Rechnung durch Beobachtungen voll bestätigt werden. Schon die, übrigens durchaus nicht einwandfreien, Messungen von Exner im Wolfgangsee stehen zum Teil mit Schmidts Berechnungen in grellem Widerspruch (Schmidt, S.-A., S. 12). Es ist aber ganz klar, daß die lediglich aus der Absorption der Sonnenstrahlung in einem Gewässer theoretisch hergeleitete Wärmeaufspeicherung mit der wirklichen Beobachtung in den meisten Fällen gar nicht übereinstimmen kann. Verfasser übersieht vor allem den mächtigen Einfluß der tieferen Schichten auf die oberen, der sich nach der absoluten und relativen Tiefe des Sees richtet, ferner die Wirkung der Bodenbeschaffenheit, die Exposition gegenüber den herrschenden Winden, den Einfluß des Bergschattens, die chemische und biologische Beschaffenheit des Wassers, die stärkere oder geringere Durchflutung des Sees, alles Dinge, welche die Konvektionsströme, die ja in letzter Instanz die Temperatur in den verschiedenen Schichten des Wassers bestimmen, wesentlich beeinflussen [2]). Das Eindringen der Sonnenstrahlen in einen See spielt nicht die führende Rolle in seinem Wärmehaushalt, die ihm Schmidt zubilligen möchte. Für den Physiker ist die Dicke einer Wasserschicht für das Eindringen der Sonnenstrahlen und seine Erwärmung allein maßgebend, für den Geographen nicht. Übrigens ist es nicht richtig, wenn Schmidt meint, daß die einzigen direkten Beobachtungen des täglichen Temperaturganges in verschiedenen Tiefen eines Sees von Exner herstammen; abgesehen von mehreren anderen hätten ihm die ausgezeichneten Beobachtungen der Schottischen Lake Survey in Loch Ness ein weit vollständigeres Material geboten. W. Halbfass.

Bemerkungen zu dem vorstehenden Artikel. Der ausdrückliche Hinweis des Verfassers gegen Schluß seines Artikels, daß er von der jährlichen (periodischen) vertikalen

---

[1]) Wer hat denn das bestritten! Man lese mit Verständnis den dritten Absatz meines Artikels, S. 324 und wird sogleich finden, daß dort nichts ähnliches gesagt ist. Es ist bloß davon die Rede, daß einzelne Kälteeinbrüche nicht gleich in große Tiefen vordringen, nicht von strengen Wintern ist die Rede. Ich habe ja ausdrücklich bemerkt, daß in dem strengen Winter 1879/80 die Temperatur des Wassers in 100 m 4.6° war, in 1.60 m 4.5°, während normal in 100 m 5.2° herrscht, in milden Jahren 5.8°.

Daß in kalten Wintern die Temperatur des Wassers in 100 m und noch bis gegen den Grund hin unter die normale mittlere Wintertemperatur der Oberfläche sinken kann, wer hat das geleugnet! Gegen was ficht der Herr Verfasser? J. H.

[2]) Herr Schmidt behandelt ja doch nur die Erwärmung der oberen Wasserschichten durch die Sonnenstrahlung. Sollten die unteren kälteren Schichten die höheren erwärmen können, oder der Bergschatten und die Bodenbeschaffenheit usw.? Die Redaktion.

Digitized by Google

Zirkulation des Wassers in Binnenseen gar nicht sprechen will, um eine Begriffsverwirrung zu vermeiden, zeigt, daß seine Ausführungen mit meinen Darlegungen über die mittlere jährliche vertikale Wärmezirkulation im Mittelmeer eigentlich gar nichts zu tun haben.

Die viel genauer und im Detail untersuchte vertikale Temperaturverteilung in den verschiedenen Jahreszeiten in Binnenseen zu erörtern, war, wie wohl deutlich genug ersichtlich, nicht meine Absicht, ich wollte nur ein paar Beispiele zur Erläuterung des über das Mittelmeer vorgebrachten einfügen.

Der Herr Verfasser übersieht gänzlich, um was es sich in meiner Arbeit gehandelt hat, das ist das mittlere jährliche Eindringen der Sommerwärme in die Wasserschichten des Mittelmeeres. Wenn ich sage Sommerwärme, so ist eigentlich die mittlere jährliche Einstrahlung der Sonnenwärme zu verstehen, denn diese ist wohl fast die einzige beachtenswerte Wärmequelle für die oberen Schichten der Wassermassen des östlichen Mittelmeeres. Die Lufttemperatur (die ja überdies niedriger ist als die der Oberfläche des Wassers) kann nicht merklich in Betracht kommen, wegen der rund 3260 mal kleineren spezifischen Wärme der Luft gegenüber dem Wasser. Warme oder selbst heiße Luftströmungen wirken eher abkühlend auf die Wasseroberfläche wegen der gesteigerten Verdunstung, die große Wärmemengen derselben entzieht. Nun ist das jährliche Maß der Wärmeeinstrahlung der Sonne im Mittelmeer eine wenig variable Größe für eine gegebene Breite namentlich im Sommer, bei der geringen, wenig variablen Bewölkung. Man kann daher mit vollem Rechte fragen, wieviel von dieser zugestrahlten Wärme mag jährlich im Wasser aufgenommen und wieder abgegeben werden. Die Wiederabgabe der aufgespeicherten Wärme erfolgt durch die Abkühlung der Wasseroberfläche im Winter und das allmähliche Hinabsinken der oberflächlich abgekühlten Wassermengen in die Tiefe, wobei das tiefere wärmere Wasser aufsteigt, sich dabei mit dem hinabsinkenden mischt, weshalb der Vorgang der Abkühlung tiefer Wasserbecken ein sehr langsamer ist. Kürzer dauernde Abkühlungen dringen deshalb nur bis zu geringen Tiefen ein, die Temperatur an der unteren Grenze der vertikalen Zirkulation wird deshalb die der mittleren niedrigsten Temperatur der Wasseroberfläche während eines längeren Zeitraumes sein, bei den geringen jährlichen Temperaturänderungen der Wasseroberfläche nimmt man meist geradezu die mittlere Wintertemperatur der Oberfläche an, was bei tiefem Wasser in wärmeren Breiten wohl zutreffen wird. Bei diesem Vorgang wird es zu einem Stadium kommen, in welchem vorübergehend die ganze Wasserschicht, welche der jährlichen vertikalen Zirkulation unterliegt, von der Oberfläche bis zur Grenze der letzteren die gleiche Temperatur hat, wie das ja in den Binnenseen so vielfach konstatiert worden ist.

Während die Wärmeaufnahme der großen Wasserbecken nach den Jahrgängen nur relativ geringen Schwankungen unterworfen sein kann, weil sie von der auch verhältnismäßig weniger variablen Wärmeeinstrahlung während des Sommers abhängt, verhält es sich etwas anders mit der Abkühlung, die, von dem Temperaturcharakter der Winter abhängig, erheblich größeren Schwankungen unterliegt. Das ist der Punkt, auf welchen Herr Halbfass das Hauptgewicht legt und wiederholt an verschiedenen Orten schon zurückgekommen ist. Es ist mir nie eingefallen, diese Wirkung der unperiodischen Wärmeänderungen im Winter zu leugnen. Ich habe S. 325 dieser Zeitschrift selbst bemerkt, daß in strengen Wintern die Wärmeabgabe der Wassermassen eine viel größere ist, und daß diese größere Wärmeabgabe auf Kosten der in normalen und warmen Jahren aufgespeicherten Wärme erfolgt. Natürlich werden wir deshalb auch in den großen Tiefen der Seen und selbst stromloser Meere nicht in jedem Jahre die gleiche Temperatur antreffen. Aber das gibt kein Recht, zu bestreiten, daß man von einer mittleren konstanten Temperatur an der unteren Grenze der jährlichen vertikalen Zirkulation sprechen kann.

Nun hängt aber die Wärmeabgabe an die Atmosphäre nicht bloß von der Erkaltung der Wassermassen von oben her im Winter ab, sondern natürlich auch von der Wärmeeinnahme derselben im Sommer. Diese letztere, von eingeschlossenen Binnenseen abgesehen, erfolgt aber nur durch das Eindringen der Sonnenstrahlung in die Wassermassen, und die Erwärmung der oberen Schichten kann nicht durch Konvektionsströmungen in die Tiefen vordringen. Die Erwärmung bleibt daher auf eine relativ wenig mächtige Oberflächenschicht beschränkt, während Erkaltungen bis zu den größten Tiefen vordringen können. Ein in kalten Wintern „unterkühlter“ See wird daher mehrere Jahrgänge brauchen, bis er wieder

Digitized by Google

die der Breite und dem Klima entsprechende Wärmemenge aufnehmen kann. Die Frage, wie tief dringt die Sonnenwärme oder die Erwärmung von oben her in normalen Jahren in die Wassermassen der Seen und Meere ein, ist deshalb von größtem Interesse, die normalen wie die abnormen Abkühlungen derselben beruhen dagegen auf leicht verständlichen, völlig klaren Vorgängen. J. Hann.

Provisorische Sonnenflecken-Relativzahlen für das III. Quartal 1908.

	Juli	Aug.	Sept.		Juli	Aug.	Sept.
1	30	61	134	17	65	97	70
2	43	85	160	18	—	86	86
3	45	107	—	19	68	80	89
4	57	149	—	20	—	65	—
5	61	136	94	21	73	82	—
6	44	—	95	22	93	56	83
7	37	133	57	23	68	67	75
8	15	127	—	24	51	56	87
9	30	133	96	25	43	49	99
10	8	106	85	26	13	59	85
11	16	—	—	27	14	105	—
12	8	—	—	28	7	103	66
13	—	—	55	29	14	94	76
14	16	80	66	30	—	—	82
15	49	89	78	31	34	133	—
16	—	80	48	Mittel:	38.5	93.0	84.8

Zürich, 30. September 1908. A. Wolfer.

Temperaturbeobachtungen im Hochlande von Guatemala. Die seit dem Jahre 1897 unterbrochenen Messungen von Quezaltenango wurden neuerdings von anderer Seite wieder aufgenommen. Dieselben fanden sich auf einer Herrn Prof. Sapper (Tübingen) zugegangenen Abschrift in ganzen Graden Fahrenheit mitgeteilt, so daß die in der Tafel angeführten absoluten Angaben auf ungefähr $^1/_2{}^0$ C genau sein dürften[1]). Leider weisen die Beobachtungen — besonders der Dezember 1905 und April 1906 — Lücken auf, welche sämtlich vermerkt wurden, um die Zuverlässigkeit der verschiedenen Angaben kenntlich zu machen. Im allgemeinen stimmen die Durchschnittswerte mit den früher veröffentlichten (vgl. Met. Zeitschr. 1896, S. 267; 1897, S. 235; 1898, S. 345) gut überein.

Die größten Abweichungen vom Durchschnitt zeigen die Mitteltemperaturen vom April 1905 und Februar 1906 (in beiden Fällen + 1.5°).

Für ersteren Monat ergab sich auch in der Alta Verapaz (Chimax[2]) ein ungewöhnlich hohes Extremmittel (21.4°[3]), während der Februar des Jahres 1906 nur in Quezaltenango besonders warm erscheint. Letzterer Fall wird dadurch erklärbar, daß in den Monaten November—April die Tagesmaxima in den Altos bisweilen diejenigen des etwa 1040 m tiefer gelegenen Chimax übertreffen, und dabei gleichzeitig die Temperaturen über Nacht höher bleiben als gewöhnlich. Die Ursache hierfür liegt in dem großen Unterschiede der Bewölkung, die innerhalb des genannten Halbjahres zu Chimax die tägliche Schwankung der Temperatur wiederholt auf wenige Grade herabdrückt, während sich in Quezaltenango der Wolkenschutz wesentlich nur des Nachts bemerkbar macht. So standen im fraglichen Monat die Maxima Quezaltenangos durchschnittlich höher (1.9°) als diejenigen von Chimax, und waren gleichzeitig auch die Nächte, obschon sie im Verhältnis zur Vergleichsstation kalt erscheinen, wärmer als gewöhnlich. — Am deutlichsten, und zwar auch tagsüber, pflegt sich der Einfluß der Bewölkung im Oktober zu zeigen, wenn in der Alta Verapaz (Chimax) die monatliche Regenhöhe ihr Maximum erreicht. So war um diese Zeit im Jahre 1906 der Unterschied beider Orte bezüglich der mittleren täglichen Schwankung beinahe aufgehoben

[1]) Feiner waren die ursprünglichen Ablesungen, was daraus erhellt, daß die Abschrift die absoluten Extreme des Jahres 1905 bereits genauer in Celsiusgraden wiedergibt, als ganze Grade Fahrenheit gestatten würden.

[2]) Rund 150 km nordöstlich von Quezaltenango gelegen.

[3]) In Chimax finden Terminbeobachtungen statt. Zum Vergleich mußte die Kurve eines Thermographen (Richard) verwendet werden.

Digitized by Google

(Chimax, Oktober 1906: 6.7[0]). Daß ausnahmsweise auch in der Trockenzeit[1]) über Tag die Bewölkung stark ausgeprägt sein kann, beweist der Umstand, daß das Jahresminimum der täglichen Schwankung 1905 im Januar beobachtet worden ist.

Temperaturbeobachtungen in Quezaltenango (Altos von Guatemala), 2350 m über dem Meere.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
						Mittel aus ½ (Max. + Min.).							
1905	10.8[2])	11.7	14.8[2])	17.1[2])	17.4	17.2[2])	14.9	15.4	15.3	14.5	14.2[2])	(11.9[2])	14.7
1906	11.4	(13.4[2])	14.3	(14.1[2])	16.5	15.6	15.2[2])	15.0	15.2	16.3	13.4	11.1[2])	14.4
1907	10.3[2])	11.0[2])	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
						Mittleres Maximum.							
1905	18.2[2])	20.2	23.5[2])	24.2[2])	23.8	22.6[2])	20.8	21.9	20.8	19.8	20.4[2])	(19.2[2])	21.3
1906	19.4	(22.1[2])	23.4	(23.4[2])	23.3	20.0	20.5[2])	20.1	20.8	19.7	18.8	18.1[2])	20.6
1907	18.3[2])	18.4[2])	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
						Mittleres Minimum.							
1905	3.3[2])	3.2	6.1[2])	10.0[2])	11.1	17.7[2])	8.9	8.8	9.7	9.2	7.9[2])	(4.6[2])	8.1
1906	3.3	(4.7[2])	5.2	(4.8[2])	9.7	11.1	9.9	9.8	9.6	12.9	7.9	4.1[2])	8.1
1907	2.2[2])	3.5[2])	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
						Mittlere tägliche Schwankung.							
1905	14.9[2])	17.0	17.4[2])	14.2[2])	12.7	10.9[2])	11.9	13.1	11.1	10.6	12.5[2])	(14.6[2])	13.2
1906	16.1	(17.4[2])	18.2	?	13.6	8.9	10.6	10.3	11.2	6.8	10.9	14.0[2])	12.5
1907	16.1[2])	14.9[2])	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
						Größtes und kleinstes Maximum.							
1905	21.0	22.8	26.1	26.7	25.6	25.0	23.3	23.9	23.9	22.8	22.2	20.6	26.7
	12.8	16.1	21.1	21.1?	21.1	18.3?	16.7	18.3	17.2	16.7	18.9?	17.2?	12.8
1906	25.6	?	26.1	?	28.3	23.9	25.0	23.9	23.3	23.9	21.1	20.6	28.3
	15.0	?	18.3	?	18.9	16.1	18.9	17.2	18.3	16.7	17.2	16.1?	15.0
1907	21.7?	20.6?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	15.6?	16.1?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
						Größtes und kleinstes Minimum.							
1905	9.4?	9.4	12.2	13.3?	13.9	13.3?	12.8	12.8	12.8	13.3	12.2?	9.4?	13.9
	−3.3	−1.1	−1.7	5.0	7.2	8.3	5.6	5.6	6.1	3.3	3.3	−1.7	−3.3
1906	10.0	?	10.6	?	13.3	15.6	12.8	11.7	12.8	17.2	13.3	10.0?	17.2
	−2.8	?	0.0	?	2.8	7.8	3.9	5.6	3.3	6.1	−0.6	−1.1	−2.8?
1907	9.4?	16.7?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	−2.2	−3.9?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
						Größte und kleinste Tagesschwankung.							
1905	21.1	23.3	25.0	20.6	17.8	13.9	16.7	16.7	15.0	16.7	18.3?	?	25.0 (5. III.)
	3.3	7.2	11.1	9.4	7.2	6.7?	4.4	6.1	7.2	4.4	7.2?	?	3.3 (15. I.)
1906	27.2	21.7?	25.6	?	23.3	13.3	16.1	13.9	20.0	13.3	20.0	20.6	27.2 (22. I.)
	7.2	11.7?	10.6	?	6.7	5.0	6.7	6.7	5.6	2.8	5.0	7.2?	2.8 (14. X.)

E. Lottermoser.

R. Süring über die Ergebnisse der Gewitterbeobachtungen in den Jahren 1903, 1904 und 1905[3]). Wir entnehmen dieser eingehenden, umfangreichen Publikation der Bearbeitung der Gewitterbeobachtungen in Norddeutschland nur einige statistische Ergebnisse, ohne auf den physiographischen Teil jetzt eingehen zu können.

Gewitter- und Wetterleuchtenmeldungen in Prozenten der Jahressumme.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1886/1890	0.19	0.09	0.96	8.5	22.1	19.6	25.4	17.9	3.8	1.1	0.25	0.05	100
1891/1895	0.12	0.33	1.50	4.4	15.5	20.4	26.4	20.3	7.6	2.4	0.37	0.72	100
1896/1900	0.20	0.30	3.00	5.7	14.2	23.7	22.8	18.5	9.0	1.9	0.43	0.35	100
1901/1905	0.55	0.61	0.92	5.7	17.0	19.5	27.3	19.4	5.9	1.7	0.61	0.82	100
						Verhältnisse der Wetterleuchten zu sämtlichen Gewittermeldungen.							
1901/1905	30.0	38.6	22.3	14.4	8.1	4.3	6.2	12.2	27.3	33.6	46.1	48.4	10.3

[1]) Die beiden ersten Monate des Jahres bringen in Quezaltenango für gewöhnlich keinen Niederschlag.

[2]) Fehlende Beobachtungen. 1905: Jan. 2 Tage, März 1 Tag, April 5 Tage, Juni 4 Tage, Nov. 6 Tage, Dez. 19 Tage. 1906: Febr. 9 Tage, April 27 Tage, Juli 1 Tag, Dez. 4 Tage. 1907: Jan. 4 Tage, Febr. 6 Tage.

[3]) Veröffentlichungen des Königlich preußischen meteorologischen Institutes; herausgegeben von dessen Direktor G. Hellmann, N 195, Berlin, 1908. 102 Folioseiten mit Tafeln.

Digitized by Google

Natürlich spricht sich in diesen Zahlen zunächst der Einfluß der Tageslänge aus. Bemerkenswert ist die große Häufigkeit der Wintergewitter im Lustrum 1901 bis 1905.

Mittlere Fortpflanzungsgeschwindigkeit in Kilometern pro Stunde 1901 bis 1905.

	Jan./März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt./Dez.	Mittel
Kilometer	51.6	47.0	44.4	42.3	44.6	50.2	47.9	61.2	46.2
Zahl	49	144	412	536	652	465	162	84	2504

Die Gewitter des Winterhalbjahres sind fast ausschließlich „Wirbelgewitter“ mit großer Geschwindigkeit als „Frontgewitter“, die häufigeren Gewitter des Frühsommers namentlich zumeist mehr lokale „Wärmegewitter“.

Häufigkeit der Gewitterzugrichtungen in Prozenten 1901 bis 1905.

	Jan./März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt./Dez.	Jahr	Geschwindigkeit
NW	10.4	2.8	2.2	1.5	8.7	3.4	0.6	14.3	4.5	44.6
NNW . . .	2.1	1.4	0.5	1.1	0.5	0.2	2.5	0.0	0.8	36.1
N	2.1	0.7	1.0	0.8	0.2	0.2	0.6	0.0	0.5	38.1
NNE. . . .	0.0	0.0	0.7	0.6	0.3	0.0	0.6	0.0	0.4	42.1
Summe . .	14.6	4.9	4.4	4.0	9.7	3.8	4.3	14.3	6.2	—
Mittel . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40.2
NE	0.0	0.7	1.0	1.3	0.0	0.6	0.0	0.0	0.6	39.1
ENE. . . .	0.0	0.0	1.0	1.7	0.0	0.4	0.0	0.0	0.6	41.1
E	2.1	0.0	3.4	4.1	0.9	1.3	0.0	0.0	2.0	38.5
ESE	0.0	0.7	1.5	3.9	1.5	1.1	0.0	0.0	1.7	41.2
Summe. . .	2.1	1.4	6.9	11.0	2.4	3.4	0.0	0.0	4.9	—
Mittel . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40.0
SE.	0.0	0.7	4.6	4.5	1.8	1.1	3.7	0.0	2.7	41.3
SSE	2.0	3.5	5.3	6.0	2.5	0.2	1.2	0.0	3.2	40.5
S	6.3	9.0	8.7	6.3	4.0	2.2	0.6	1.2	5.3	39.6
SSW. . . .	2.1	10.4	8.0	6.2	5.2	4.7	1.9	3.6	5.8	42.2
Summe. . .	10.4	23.6	26.6	23.0	13.5	8.2	7.4	4.8	17.0	—
Mittel . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40.9
SW	12.5	19.4	16.0	17.0	12.0	19.1	24.7	14.3	16.3	45.5
WSW . . .	25.0	21.5	19.4	22.8	20.7	30.7	32.7	26.2	23.7	49.1
W	25.0	20.8	22.6	17.9	34.2	31.4	29.6	27.4	26.7	48.4
WNW . . .	10.4	8.3	4.1	4.5	7.5	3.2	1.2	13.1	5.3	48.2
Summe. . .	72.9	70.0	62.1	62.2	74.4	84.4	88.2	81.0	72.0	—
Mittel . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	47.8
NW/NNE .	14.6	4.9	4.4	4.0	9.7	3.8	4.3	14.3	6.2	40.2
NE/ESE . .	2.1	1.4	6.9	11.0	2.4	3.4	0.0	0.0	4.9	40.0
SE/SSW . .	10.4	23.6	26.6	23.0	13.5	8.2	7.4	4.8	17.0	40.9
SW/WNW .	72.9	70.0	62.1	62.2	74.4	84.4	88.2	81.0	72.5	47.8

Das Vorwiegen der Westgewitter und deren große Geschwindigkeit tritt in dieser Zusammenstellung sehr drastisch zutage; ebenso die relativ große Häufigkeit der Ostgewitter im Mai und Juni, also im Frühsommer, Ergebnisse, die allerdings auch anderswo schon öfter nachgewiesen worden sind. J. Hann.

Gewitterfahrt des Dresdener Ballons „Graf Zeppelin“ [1]). Der Sächsische Verein für Luftschiffahrt beabsichtigte, durch eine Dauerfahrt seines neuen großen Ballons „Graf Zeppelin“ (2300 cbm) den großen Serienaufstieg der Internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt zu unterstützen, da diese auf „die Erkundung der Drift einer bestimmten Luftschicht während eines längeren Zeitraumes“ großen Wert legte: „aus den bevorzugten Gleichgewichtslagen eines Ballons über Inversionen, Isothermien und Wolken ergebe sich die andauernde Verfolgung der Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse solcher Störungsschichten.“ Die Ausrüstung des Ballons mit den nötigen wissenschaftlichen Instrumenten hatte die Königlich sächsische Landeswetterwarte (Regierungsrat Prof. Dr. Schreiber) in Dresden übernommen. Auch Pilotballons, Sauerstoff und Lebensmittel für mehrere Tage wurden mitgeführt. Das städtische Gaswerk lieferte für diese Fahrt ein etwas leichteres Gas (0.43); Führer war Prof. Pöschel, Beobachter Ingenieur Alexander Ernemann.

Der Aufstieg erfolgte am 27. Juli, vormittags 9.15^h von der Gasanstalt Reick bei Dresden aus mit 38 Sack Ballast zu etwa 20 kg. Schon sehr bald stellte sich heraus, daß

[1]) Aus der Deutschen Zeitschrift für Luftschiffahrt, 12. August 1908, Heft 16.

Digitized by Google

die Fahrt den Erwartungen nicht entsprechen werde. Die horizontale Bewegung war minimal, 0.8 m in der Sekunde, und steigerte sich während der ungefähr sechsstündigen Fahrt nur einigemale vorübergehend auf 3.3 bis 5.6 und 6.1 m in der Sekunde.

Dagegen machten auf- und absteigende Luftströme es unmöglich, dem Ballon eine Gleichgewichtslage zu verschaffen.

Da alle Sandopfer umsonst waren, ließ man den Ballon jedesmal durchfallen und parierte nur kurz über dem Erdboden; auf diese Weise wurde der Ballastverbrauch so viel als möglich beschränkt.

Die Windrichtung war nach SSW, dem Erzgebirge zu, die Temperatur 27° C, der Himmel zunächst unbewölkt, nur der Horizont rings von einer Dunstschicht umsäumt; aus dieser entwickelten sich nach einer Stunde Nimbocumuli, Gewitterwolken, deren Formen ganz unverkennbar waren. Drei Stunden nach der Abfahrt näherten sie sich dem Ballon, und auch über ihm bildeten sich leichte Cumuli.

Gegen 2^h war die Kammhöhe des Erzgebirges bei Moldau erreicht, gleichzeitig schlossen sich die Gewitterwolken um den Ballon dichter zusammen, doch lag über Böhmen strahlender Sonnenschein und der Führer hoffte noch immer, bis dahin vordringen zu können. Kalte Wolken im aufsteigenden, bisweilen wirbelnden Luftstrom rissen den Ballon jedesmal mit sich in die Höhe; waren sie durchfahren, und konnte die Sonne wieder ungehindert wirken, so sank der Ballon, also gerade umgekehrt zu den bei normalen Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnissen der Atmosphäre gemachten Erfahrungen. Den Donner hörten wir in immer größerer Nähe, aber er verhallte in dem weiten Luftraume, die Blitze waren bei dem hellen Sonnenschein nicht wahrnehmbar.

2.45^h war der Ballon in 2900 m Höhe auf allen Seiten, sowie von oben und unten von lebhaft wogenden und aufwärtsstrebenden Haufenwolken umgeben, befand sich aber selbst in einer Lücke. Das Aspirationspsychrometer zeigte 0° C, und schwerer Hagel traf polternd die pralle Ballonhülle. Plötzlich ging ein heftiges Knistern durch den Korb und Ingenieur Ernemann, der neben dem stählernen Sauerstoffzylinder stand, fühlte einen leichten Schlag. Es unterlag keinem Zweifel, daß eine, wenn auch nur unbedeutende elektrische Entladung erfolgt war. Weiterfahrt erschien unter diesen Umständen gewagt. Der obere Rand der immer noch aufsteigenden Wolken lag jetzt über 4000 m hoch, so daß auch der Versuch, über ihn hinauszukommen, wenig Aussicht auf Erfolg hatte, zumal da nach den bisherigen Erfahrungen ein absteigender Strom uns doch sehr bald wieder der Erde genähert hätte. So wurde denn Ventil gezogen und 3.5^h, nach einer Schleiffahrt von 200 m bei sehr starkem Bodenwind, am Fuße des Ahornberges (833 m) neben dem Dorfe Heidelberg, 8 km südöstlich von Sayda, dicht neben der böhmischen Grenze, unter strömendem Regen glatt gelandet.

Der Ballon, der schon über Fley in Böhmen gestanden hatte, war von einer östlichen Strömung wieder nach Sachsen zurückgetragen worden. Teilnehmende und hilfsbereite Landbewohner und Sommerfrischler, die sich in Mengen einfanden, erzählten uns, daß der Anblick von unten sehr aufregend gewesen sei; man habe den schon lange beobachteten Ballon in schwarze Wolken eintauchen und bald darauf ihn durch einen Blitz, dem krachender Donner folgte, grell beleuchtet gesehen. Uns selbst waren die Wolken, wie immer für das Auge des hochfahrenden Luftschiffers, schneeweiß erschienen und nur wo sie einander beschatteten, in lichtem Grau. Von Blitz und Donner hatten wir nichts bemerkt, somit war uns die Lebensgefahr, in der wir schwebten, wenn eine solche wirklich vorhanden war, in dem kritischen Augenblicke jedenfalls nicht zu vollem Bewußtsein gekommen. Der Korb war — im Gegensatz zu Zeitungsmitteilungen — völlig unversehrt geblieben, auch die wertvollen Instrumente hatten wir noch glücklich bergen können.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Caracas in den Jahren 1906 und 1907. Wir verdanken einer gütigen Einsendung des Herrn Alfred Jahn jun., Zivilingenieur in Caracas, zwei gedruckte größere Blätter: Resumen de las Observ. met. practicadas en el Observatorio Cagigal durante el año de 1906, — de 1907, Director J. Ugueto. Wir haben alle wesentlicheren Daten aus diesen Blättern in den folgenden Tabellen auszugsweise zusammengestellt. Auffallend ist die große Gleichmäßigkeit im jährlichen Gange des Luftdruckes. Die Temperaturmittel dürften wohl richtig sein, da die Mittel der täglichen Extreme um 1° höher sind. Das Jahr 1907 unterscheidet sich in der Temperatur wesentlich vom Jahre 1906.

Digitized by Google

Ältere Beobachtungen zu Caracas von Dr. Ernst siehe diese Zeitschrift, Bd. VII, 1872, S. 379.

Herr Ingenieur Jahn schreibt uns:

Inliegend übersende ich Ihnen die Zusammenstellung der Monats- und Jahresmittel 1906 und 1907 der am hiesigen meteorologischen Observatorium gemachten Beobachtungen.

Leider liegen für Maracaibo und die Küstenplätze überhaupt keine Beobachtungen vor, trotzdem ich mich mehrfach bemüht habe (und es auch noch tue), Behörden und Private für die Sache zu interessieren.

Ich selbst habe während eines 5jährigen Anfenthaltes im Innern (La Victoria 550 m hoch) sehr regelmäßige Beobachtungen über Luftdruck, Temperatur, Feuchtigkeit, Regen usw. angestellt, aber wegen Mangel eines passenden Organs unveröffentlicht gelassen.

Ich werde nicht verfehlen, das Interesse der hiesigen Behörden fernerhin anzuregen, und was sich an Material bieten sollte, für Sie zu sammeln.

Als wichtige Stationen habe ich ins Auge gefaßt: Maracaibo, Puerto-Cabello, Cuidad Bolivar und Calabozo. Dieser letztere Ort ist wegen seiner kontinentalen Lage inmitten der Llanos von größter Wichtigkeit.

Leider sind unsere Behörden schwer zu bewegen, für wissenschaftliche Zwecke Mittel auszuwerfen. Dasselbe scheint auch bei unseren Nachbarn in Columbia der Fall zu sein, im Gegensatz zu Bolivia, wo in den letzten Jahren viel veröffentlicht worden ist.

Caracas. Observatorio Cagigal.
10° 30.4′ N. 71° 36′ W v. Gr. (?). 1042.2 m.

	Luftdruck			Temperatur						Rel. Feuchtigkeit	Regenmenge	Bewölkung	Windstärke m/s
1906	Mittel	Max.	Min.	Mittel	Mittl. Extreme		Diff.	Absol. Extreme					
Januar . . .	676.5	690.3	673.1	17.8	24.4	13.5	10.9	28.1	9.2	77	2	3.7	4.0
Februar . .	76.5	79.6	73.4	17.9	24.8	13.4	11.4	28.0	9.9	79	6	4.2	3.8
März . . .	76.7	79.2	73.8	18.9	26.6	14.1	12.5	29.6	9.9	76	0	3.5	4.2
April . . .	76.2	79.1	73.9	20.0	27.3	16.2	11.1	31.0	13.9	81	4	6.3	4.4
Mai	76.3	78.2	73.9	20.7	26.9	17.3	9.6	29.8	15.9	82	95	6.8	3.6
Juni	76.4	78.4	74.0	20.6	25.0	16.4	8.6	27.0	14.0	86	180	6.9	2.5
Juli	76.7	78.7	74.1	19.8	24.9	16.5	8.4	26.7	14.6	83	126	6.5	4.2
August . .	76.7	78.8	74.4	19.9	25.8	16.2	9.6	27.8	14.7	82	104	5.5	3.2
September .	76.2	78.1	73.5	20.5	26.8	16 3	10.5	28.3	15.0	78	111	4.9	3.3
Oktober . .	75.9	78.4	71.8	19.6	25.0	16.0	9.0	28.2	14.0	83	134	5.3	3.8
November .	74.1	76.9	71.4	19.8	25.5	16.1	9.4	28.3	12.9	83	56	5.3	3.6
Dezember .	74.5	77.3	71.4	17.8	22.0	14.8	7.2	24.2	12.2	87	94	5.3	4.0
Jahr	676.1	680.3	671.4	19.4	25.4	15.6	9.8	31.0	9.2	82	912	5.4	3.7
1907													
Januar . . .	676.1	679.2	673.7	16.4	21.6	12.7	8.9	23.9	9.0	85	99	4.8	2.7
Februar . .	76.2	78.6	74.0	16.8	22.5	12.4	10.1	25.6	9.7	82	7	3.9	3.5
März . . .	76.1	79.2	73.4	17.3	23.4	13.9	9.5	26.6	12.0	82	69	5.6	3.6
April . . .	76.1	78·4	73.3	18.5	25.1	14.2	10.9	27.3	12.2	81	9	4.9	3.3
Mai	76.1	78.4	73.2	20.1	25.9	16.9	9.0	27.7	15.4	82	107	7.3	3.9
Juni	76.3	78.2	73.6	20.1	25.4	16.7	8.7	27.2	15.4	82	86	6.7	4.5
Juli	76.8	79.5	74.2	19.3	24.2	16.1	8.1	25.7	13.3	84	182	6.0	4.4
August . .	76.8	79.6	74.2	20.0	25.8	16.3	9.5	27.4	15.0	80	81	5.5	4.4
September .	76.7	78.4	73.5	20.3	26.4	16.3	10.1	28.1	12.4	80	48	5.7	3.9
Oktober . .	75.3	77.6	72.8	20.1	26.6	15.6	11.0	28.2	13.0	80	105	4.5	3.7
November .	75.3	77.5	72.6	19.3	25.6	15.2	10.4	28.9	12.8	82	81	5.1	3.3
Dezember .	75.6	77.8	73.3	18.7	25.2	14.6	10.6	26.8	11.9	81	10	4.5	3.3
Jahr	676.0	679.6	672.6	18.9	24.8	15.1	9.7	28.9	9.0	82	884	5.4	3.1

1906: Tagesmaximum des Regenfalles 44 mm am 14. Oktober; Maximum der Windstärke 17 m im November und Dezember.

1907: Tagesmaximum des Regenfalles 39 mm am 11. Januar und 38 mm am 5. Juli; Maximum der Windstärke 18 m am 28. März.

Die Bewölkung ist nach einer achtteiligen Skala angegeben, denn es heißt in den Tabellen: Para la nebulosidad se supone el cielo dividido en 8 partes y se da el numero de las cubiertas de nubes ó de nieblas. — Das Barometer soll verglichen und korrigiert sein.

J. H.

Regenfall zu Stonyhurst. 53° 51′ N, 2° 18′ W v. Gr., 116 m. Wir entnehmen den Results of Met. and Magn. Observ. 1907 des Stonyhurst College Observatory, Director Rev. W. Sidgreaves, S. J., die folgenden Daten über die Ergebnisse 30jähriger bzw.

Digitized by Google

60jähriger Regenmessungen daselbst. Die Astroisken bei den Jahreszahlen der Extreme und Monatssummen bedeuten, daß dies die Extreme während 60 Jahren waren.

Mittlere Niederschlagsmenge in Millimetern.

Mittel	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1878—1907	102	78	90	63	73	81	99	135	104	121	112	117	1175
1848—1907	105	88	85	63	67	88	101	129	111	129	111	114	1190

Größte Monatsmenge.

189	172	180	144	157	231	215	250	232	275	209	234	275
1884	1894	1896*	1882	1886*	1907*	1888*	1891*	1890	1903	1890	1880*	

Kleinste Monatsmenge.

12	14	17	21	13	13	30	57	20	54	34	14	12
1881*	1895	1900	1893	1895	1887*	1898	1880	1894*	1887	1879	1890*	

Niederschlags-Jahresmenge.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1870	—	—	—	—	—	—	—	—	1154	1077
1880	1277	1261	1529	1168	1071	1037	1339	794	1058	1080
1890	1272	1205	1228	1284	1290	1076	1130	1311	1222	1210
1900	1224	990	933	1497	1007	986	1262	1268	—	—

W. Marten: Ergebnisse zehnjähriger Sonnenscheinregistrierungen in Potsdam nebst Bemerkungen über die dabei benutzten Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes und Jordan. Veröffentlichungen des Königlich preußischen meteorologischen Institutes Nr. 192: Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen in Potsdam im Jahre 1904, S. 15 bis 22.

Die wichtigeren Daten vorstehender Abhandlung zur Kennzeichnung der Sonnenscheinverhältnisse von Potsdam (52° 23′ NBr., 13° 4′ EL. v. Gr., 80 m Seehöhe) sollen im Auszuge hier wiedergegeben werden.

Nach den zehnjährigen Durchschnittswerten (1893 bis 1902) beträgt die Anzahl der Sonnentage in den einzelnen Monaten:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
	15.9	17.9	24.1	26.4	28.8	29.4	29.6	30.6	27.6	23.7	19.0	17.5	290.5
In Proz.	51	63	78	88	93	98	95	99	92	76	63	56	80

Die Zahlen der beiden extremen Jahre 1898 und 1899 sind 265 (75 Proz.) und 311 (85 Proz.).

Die Monatssummen des Sonnenscheins gibt Tabelle I, die wirkliche Sonnenscheindauer in Prozenten der möglichen Tabelle II für alle Monate und Jahre des ganzen Zeitabschnittes.

Tabelle I. Monatssummen in Stundeneinheiten.

Jahr	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Summe
1893	78.7	55.0	135.0	258.9	232.8	283.8	227.4	242.3	142.7	70.2	62.2	78.4	1867.5
1894	77.0	82.7	136.9	167.5	234.2	178.6	252.9	154.0	151.1	48.3	43.5	53.9	1580.6
1895	32.7	59.9	111.5	197.4	268.8	238.4	230.3	212.8	212.5	94.3	71.5	23.3	1753.4
1896	32.0	93.9	104.0	114.2	215.1	284.0	230.6	196.6	108.8	107.3	86.4	45.4	1618.3
1897	16.4	84.8	81.7	158.7	188.9	292.1	161.8	220.3	120.6	88.8	78.6	61.8	1554.4
1898	42.3	44.2	66.8	68.3	201.6	254.9	168.2	263.2	175.8	70.1	54.8	51.7	1461.9
1899	79.2	57.4	134.0	172.5	190.3	243.4	215.8	278.4	110.3	156.5	79.1	80.6	1797.5
1900	22.6	58.5	106.7	160.7	235.3	232.8	288.2	245.1	146.6	135.9	53.2	39.8	1725.4
1901	107.5	75.9	78.0	165.4	261.8	206.4	273.2	197.6	174.0	89.0	37.8	46.4	1713.1
1902	22.4	88.0	65.7	165.5	149.9	242.7	166.1	141.1	152.1	66.6	116.0	49.9	1426.0
Mittel	51.1	70.0	102.0	162.9	218.1	245.7	221.4	215.1	149.4	92.7	68.3	53.1	1649.8

Tabelle II. Wirkliche Sonnenscheindauer in Prozenten der möglichen.

Jahr	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1893	31	20	37	62	48	57	45	54	38	22	24	33	42
1894	30	30	37	40	48	36	50	34	40	15	17	23	35
1895	13	21	30	47	55	47	46	47	56	29	27	10	39
1896	12	34	28	27	44	57	46	44	29	33	33	19	36
1897	6	30	22	38	39	58	32	49	32	27	30	26	35
1898	16	16	18	16	41	51	34	58	46	21	21	22	33
1899	31	21	36	41	39	49	43	62	29	48	30	34	40
1900	9	21	29	38	48	46	58	54	39	42	20	17	39
1901	42	27	21	40	54	41	54	44	46	27	14	20	38
1902	9	32	18	40	31	48	33	31	40	20	44	21	32
Mittel	19.9	25.2	27.6	38.9	44.7	49.0	44.1	47.7	39.5	28.4	26.0	22.5	36.9

Digitized by Google

Beim mittleren jährlichen Gang der Tabelle II ist das sekundäre Minimum im Monat Juli, das sich auch bei anderen europäischen Stationen findet, besonders bemerkenswert.

Beim täglichen Gang des Sonnenscheins fällt das Maximum im Sommerhalbjahr mit alleiniger Ausnahme des Juni auf den Vormittag, im Winterhalbjahr auf den Nachmittag. Die Verlagerung des Maximums auf den Vormittag im Sommerhalbjahr dürfte eine Folge von Konvektionsströmungen infolge vermehrter Einstrahlung sein.

Die bekannte Beziehung zwischen Bewölkung und Sonnenschein ist auch beim Potsdamer Material nachgeprüft. Drückt man die Bewölkung in Hundertstel des Himmelsgewölbes und die wirkliche Sonnenscheindauer in Hundertstel der möglichen aus, so erhält man folgende Werte, die sich zu 1 ergänzen sollen:

$B + S = \Sigma$	$B + S = \Sigma$	$B + S = \Sigma$
I. 0.77 + 0.20 = 0.97	V. 0.63 + 0.45 = 1.08	IX. 0.61 + 0.39 = 1.00
II. 0.76 + 0.25 = 1.01	VI. 0.60 + 0.49 = 1.09	X. 0.71 + 0.28 = 0.99
III. 0.73 + 0.28 = 1.01	VII. 0.65 + 0.44 = 1.09	XI. 0.72 + 0.26 = 0.98
IV. 0.65 + 0.39 = 1.04	VIII. 0.59 + 0.48 = 1.07	XII. 0.76 + 0.22 = 0.98
	Jahr 0.68 + 0.37 = 1.05	

Die Abweichungen sind nur gering und zeigen einen jährlichen Gang, der sich teilweise durch instrumentelle Mängel erklären läßt.

Der letzte Teil der Abhandlung enthält eine Vergleichung der Angaben der beiden Autographen Campbell-Stokes und Jordan und eine Kritik ihrer Registrierungen. Die Abweichungen der Angaben der beiden Instrumente gibt Tabelle III.

Tabelle III. Abweichungen der Monatssummen der Sonnenscheindauer in Stundeneinheiten von Campbell-Stokes und Jordan in ihrer Verteilung über den Tag.

(Zehnjährige Durchschnittswerte der Jahre 1893 bis 1902.
Bei dem Vorzeichen + überwiegt Campbell-Stokes, bei — Jordan.)

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
4—5a	—	—	—	—	+1.3	+3.8	+2.4	+0.2	—	—	—	—
5—6a	—	—	—	+0.9	+1.7	+0.9	+0.9	+2.4	—	—	—	—
6—7a	—	—	—1.2	—2.4	+0.4	+0.0	—0.2	—0.2	—3.1	—0.1	—	—
7—8a	—	+0.1	—2.8	—2.0	—0.5	—0.3	—0.8	—0.7	—3.7	—1.8	—	—
8—9a	+0.7	—0.5	—1.6	—1.0	—0.7	—0.6	—0.9	—1.1	—1.0	—1.3	+0.5	+0.9
9—10a	+0.3	—0.6	—0.6	—0.2	—0.1	—0.3	—0.4	—0.6	—0.2	—0.9	—0.4	+1.7
10—11a	+0.4	+0.1	0.0	+0.5	+0.5	+0.8	+0.4	+0.7	+0.1	—0.3	+0.1	+0.2
11—12a	+0.7	+0.7	+0.5	+1.1	+1.6	+1.5	+1.5	+1.8	+1.2	+0.7	+0.8	+1.0
Vorm.	+2.1	—0.2	—5.7	—3.1	+4.2	+5.8	+2.9	+2.5	—6.7	—3.7	+1.0	+3.8
Nachm.	+3.8	+1.6	—4.1	—0.3	+5.7	+11.1	+8.3	+5.6	—3.7	—0.1	+3.0	+5.1
0—1p	+0.5	+0.9	+0.9	+1.6	+2.0	+2.0	+2.0	+1.9	+1.5	+1.5	+0.7	+1.4
1—2p	+0.4	+0.4	+0.1	+0.3	+0.6	+1.2	+1.1	+0.9	+0.6	+0.4	+0.3	+0.8
2—3p	+0.9	0.0	—0.1	+0.6	+0.2	+0.6	+0.9	+0.2	0.0	—0.1	+0.7	+1.6
3—4p	+2.0	—0.3	—1.5	—0.5	—0.5	+0.3	—0.4	—0.4	—0.7	—0.9	+1.2	+1.3
4—5p	—	+0.6	—2.2	—1.7	—0.6	+0.4	—0.1	—0.5	—2.5	—1.0	+0.1	—
5—6p	—	—	—1.3	—1.5	—0.1	+0.3	0.0	+0.4	—2.6	—	—	—
6—7p	—	—	—	+0.9	+2.1	+1.8	+1.6	+2.9	—	—	—	—
7—8p	—	—	—	—	+2.0	+4.5	+3.2	+0.2	—	—	—	—
Tages-Σ	+5.9	+1.4	—9.8	—3.4	+9.9	+16.9	+11.2	+8.1	—10.4	—3.8	+4.0	+8.9

Auf die Diskussion dieser Tabelle näher einzugehen, würde zu weit führen; ich will mich daher auf die Anführung der Ergebnisse dieses Teiles der Arbeit beschränken.

A. Vorzüge von Campbell-Stokes vor Jordan.

1. Campbell-Stokes registriert das ganze Jahr hindurch morgens früher und abends später, ist also bei niedrigem Sonnenstand empfindlicher als Jordan. Daraus folgt auch schon, daß Campbell-Stokes für die Wintermonate das geeignetere Instrument ist.

2. Die Registrierungen von Campbell-Stokes sind schärfer umgrenzt; die Auswertungen halten sich daher in engeren Genauigkeitsgrenzen der Vergleichbarkeit als bei Jordan. Dieser Vorteil ist von großer Wichtigkeit in einem größeren Netz von Stationen, wo auf die Vergleichbarkeit der Angaben untereinander Wert gelegt werden muß.

3. Die Registrierempfindlichkeit von Campbell-Stokes ändert sich viel weniger als bei Jordan, dessen Empfindlichkeit sich mit der stark wechselnden Empfindlichkeit des benutzten photographischen Papiers ändert.

Digitized by Google

4. Eine einmal aufgezeichnete Spur bleibt bei Campbell-Stokes erhalten, während schwache Spuren bei Jordan beim Fixieren der Streifen im Wasser mehr oder weniger ausgewaschen werden.

B. Nachteile von Campbell-Stokes gegen Jordan.

1. Der tägliche Gang der Sonnenscheindauer wird, abgesehen von den frühesten Morgenstunden und den spätesten Abendstunden, von Jordan richtiger angegeben als von Campbell-Stokes. Um die Mittagszeit gibt Campbell-Stokes vorzugsweise in der heißen Jahreszeit mehr Sonnenschein, als der Wirklichkeit entspricht.

2. Bei cirröser Bewölkung ist Jordan viel empfindlicher als Campbell-Stokes. Hydrometeore wirken auf beide Apparate ungünstig ein, Campbell-Stokes wird durch sie weit mehr benachteiligt als Jordan.

Wenn man nun die Vorteile und Nachteile beider Instrumente gegeneinander abwägt, so muß man zu dem Schluß kommen, daß Campbell-Stokes als Registrierapparat für die Sonnenscheindauer hauptsächlich wegen der besseren Vergleichbarkeit der Resultate geeigneter ist als Jordan.

Nimmt man die Auswertung der Registrierungen von Campbell-Stokes nach folgenden Vorschriften vor, so kommt man der Wirklichkeit wohl ziemlich nahe.

Auch die allerschwächste Spur muß noch bewertet werden. Bei jeder Einschnürung der Registrierung und Unterbrechung sind, soweit Löcher gebrannt sind, von Anfang und Ende etwa drei Minuten abzuziehen. Die so ausgewerteten Registrierungen kompensieren dann noch die Minderbeträge am Morgen und Abend, die ja wegen der schwachen Intensität der Sonnenstrahlung von geringer Bedeutung sind, so daß man ungefähr die richtige Tagessumme erhält. Wenn man diese Regeln bei der Auswertung befolgt, dann werden auch schon die Hauptfehler im täglichen Gange zur Mittagszeit einigermaßen ausgemerzt und damit ein Hauptmangel des Apparates von Campbell-Stokes wenigstens teilweise beseitigt.

Literaturbericht.

Klossovsky, A.: Meteorologie. Allgemeiner Kurs. Teil I. Statische Meteorologie. Odessa 1908. 8°. XI, 642 S., 205 Illustrationen im Text, 8 Tafeln und eine Karte. — In russischer Sprache.

Es ist ein groß angelegtes Werk des bekannten russischen Meteorologen, das aber eigentlich eher den Titel „Geophysik" als „Meteorologie" verdienen würde.

Das ganze Werk wird in vier Bänden erscheinen. Der vorliegende erste Band (statische Meteorologie) und der zweite, in welchem die dynamische Meteorologie, meteorologische Optik und die magnetisch-elektrischen Eigenschaften der Erde zur Sprache kommen sollen, bilden den allgemeinen Teil dieses Lehrkurses, welcher ohne Benutzung der höheren Mathematik durchgenommen werden kann. Im dritten Teil werden spezielle Fragen behandelt, für welche man die höhere Analysis gebraucht. Der vierte Teil ist endlich der Theorie und Praxis der geophysikalischen Apparate gewidmet.

Nach dieser Disposition, die auf der zweiten Seite des vorliegenden Buches gegeben ist, ist zu schließen, daß das Werk jedenfalls eines der größtangelegten Werke dieser Art sein wird. Es hat alle Vorzüge, aber auch die Nachteile solcher Werke. Es bringt im ganzen sehr viel, vom einzelnen aber manchmal wenig, hier und da fast zu wenig, was natürlich nicht wundernehmen kann, denn wollte man allen diesbezüglichen Wünschen gerecht werden, würden ja die Bände ins Unendliche wachsen.

Der erste Band fängt mit einer Einleitung an, in der die Grundsätze aus der Astronomie, allgemeinen Geographie und Geophysik dargelegt werden. In diesem allgemeinen Kapitel werden auch die Seismographen erwähnt, allerdings nur ganz kurz. Es ist überhaupt nur das Horizontalpendel genannt und an einem Straßburger Schwerependel von Bosch erklärt, wahrscheinlich folgt eine gründlichere Behandlung im IV. Teile. Nach jedem Kapitel ist eine Literaturübersicht gegeben, welche natürlich sehr wertvoll für eventuelles

Digitized by Google

weiteres Studium ist. Diejenigen Werke, deren Studium das Wissen der höheren Analysis nicht erheischt, sind durch ein Sternchen kenntlich gemacht. Dem Autor ist es gelungen, bei der Behandlung so vieler Gegenstände in der Einleitung und auch im ganzen Buche immer sehr klar und einfach zu bleiben. Es wird in knappen, einfachen Sätzen alles Wissenswerte über den betreffenden Gegenstand mitgeteilt, ohne sich in Einzelheiten zu verlieren.

Um eine Übersicht des Buches zu geben, sollen im folgenden die einzelnen Kapitel aufgeführt werden. Der Inhalt von Kapitel I ist: Die Verbreitung und die Bestandteile der Atmosphäre; Kapitel II: Die physikalischen Eigenschaften der Atmosphäre. III: Das Wasser in der Atmosphäre. IV: Die Verbreitung der Ozeane und ihre Eigenschaften. V: Die Strahlung der Sonne. VI: Die Temperaturverteilung. VII: Die Temperatur der Erdrinde in den oberen Schichten. VIII: Die Temperatur des Erdkernes. IX: Die Temperaturverteilung in den Ozeanen. X: Die Temperatur der unteren Schichten der Erdatmosphäre. XI: Der Luftdruck. XII: Die Entstehung der Hydrometeore. XIII: Die Temperatur- und Luftdruckverteilung in den oberen Schichten der Atmosphäre. XIV: Die anormalen Abweichungen.

Zwei besondere Vorzüge empfehlen das Buch. Es sind erstens in jedem Kapitel die Art der Beobachtung des betreffenden Phänomens sowie die hauptsächlichen Instrumente beschrieben, und zweitens ist die Beschreibung meistens durch eine Illustration unterstützt. Leider sind die Klischees nicht immer sehr klar zum Abdruck gekommen. Die Schuld scheint an der geringen Güte des Papieres zu liegen.

Das Buch ist eine sehr wertvolle Vervollständigung der Bibliothek für alle, die sich mit irgend einer der Geophysik nahestehenden Wissenschaft befassen. Es wird als Nachschlagebuch gute Dienste leisten, besonders wenn sich auch die folgenden Bände durch eine solche Klarheit auszeichnen werden, was natürlich bei dem um die Meteorologie sehr verdienten Autor nicht in Frage zu ziehen ist.

Zu bedauern ist es, daß bloß eine Regenkarte (nach Supan), aber sieben Tafeln mit Eis- und Schneekristallen und ähnlichen Formen dem Buche beigegeben sind. Es könnten vielleicht einige dieser Tafeln wegfallen und an ihre Stelle Karten über Temperatur- und Luftdruckverteilung kommen, was jedenfalls die Brauchbarkeit des Buches steigern würde.

Das Buch kann besonders dem Anfänger warm empfohlen werden und wird sich bei dem verhältnismäßig niedrigen Preise (10 ℳ und Porto) bald einen sehr großen Freundeskreis erwerben. Es wäre nur zu wünschen, daß das Buch bald auch in andere Sprachen übersetzt würde, um größeren Kreisen durch seine Vorzüge dienen zu können.

Agram, Kroatien. S. Skreb.

Fassig, Oliver L.: The climate and weather of Baltimore. (Maryland Weather Service. Special Publication, Volume II.) Baltimore 1907. 8°. 515 S., 24 Tafeln und 170 Figuren.

Dem 1905 erschienenen ersten Bande, der das Klima des Staates Maryland im allgemeinen darstellt, sollen nun klimatische Monographien der größeren Orte und Kreise folgen. Zunächst liegt jetzt der auf Baltimore, die Hauptstadt des Landes, bezügliche Teil vor und schließt sich seinem ausgezeichneten Vorgänger in gleich trefflicher Weise an. Dem kurzen Vorwort vom Direktor des Maryland Weather Service, Wm. Bullock Clark, ist u. a. zu entnehmen, daß nicht bloß die rein meteorologische Seite des Klimas von Maryland studiert werden soll, sondern auch dessen Beziehung zur Pflanzenwelt, zum Ackerbau, zum Gesundheitszustand der Einwohner usw., wozu Spezialisten herangezogen werden.

Den allergrößten Teil (484 S.) des Buches nimmt die Arbeit von Fassig, dem Meteorologen des Maryland Weather Service, ein, und zwar entfallen 284 S. auf das Klima und 200 S. auf das Wetter von Baltimore. Beide Kapitel sind durch eine sehr große Zahl instruktiver Abbildungen bereichert, die meist in Diagrammen die Zahlenwerte der Tabellen erläutern. Schon ein Blick in die Tabellen des ersten Kapitels läßt erkennen, daß es sich hier nicht um die übliche knappe, oft allzu meteorologische Klimaschilderung handelt, sondern daß eine vielseitige, auch den praktischen Bedürfnissen entgegenkommende Bearbeitung der vieljährigen Beobachtungen gegeben wird. So findet man, um nur einiges herauszugreifen, den täglichen Gang der Temperatur an trockenen und nassen, heiteren und trüben, ruhigen und windigen Tagen, sowie an solchen mit und ohne Schneedecke, die Häufigkeit der Kältewellen

Digitized by Google

und der Tage mit Frostschäden, die intensivsten Regengüsse (die fast stets bei Gewittern fielen) und Schneefälle (Maximum bei dem Blizzard vom 12. bis 13. Februar 1899, wobei die Schneedecke von 10 auf 30 inches, d. h. von 25.4 auf 76.2 cm anwuchs), die Häufigkeit der Gewitter nach Tagesstunden, Monaten und Jahren (jährlich 1877 bis 1885: 18.8, 1886 bis 1894: 23.7, 1895 bis 1903: 30.0), Barogramme bei Hagelfällen, Beziehungen der Sonnenflecke und Sonnenfackeln zu Luftdruck, Temperatur, Niederschlägen, Gewittern und Stürmen. Erwähnt sei hierbei die im Auslande wenig bekannte Skala, welche das U. S. Weather Bureau der Abgrenzung der exzessiven Regenfälle zugrunde legt:

Betrag		Zeit		Betrag		Zeit	
0.25 inch	6.4 mm	5	Minuten	0.60 inch	15.2 mm	40	Minuten
0.30 „	7.6 „	10	„	0.65 „	16.5 „	45	„
0.35 „	8.9 „	15	„	0.70 „	17.8 „	50	„
0.40 „	10.2 „	20	„	0.75 „	19.0 „	60	„
0.45 „	11.4 „	25	„	0.80 „	20.3 „	80	„
0.50 „	12.7 „	30	„	0.90 „	22.9 „	100	„
0.55 „	14.0 „	35	„	1.00 „	25.4 „	120	„

Diese Werte sind nur etwa halb so groß, wie sie Herr Hellmann für mittlere Platzregen in Norddeutschland (Die Niederschläge in den norddeutsch. Stromgeb., Bd. 1, S. 147) ableitet.

Das zweite große Kapitel behandelt in längerer allgemeiner Einleitung die Hauptzüge des Wetters überhaupt, sodann sehr ausführlich unter Beibringung zahlreicher, durch viele Karten erläuterter Beispiele die Witterungsgeschichte der letzten 20 Jahre in Baltimore und bringt zum Schluß eine historische Erörterung der Entwickelung der Wettervorhersage.

Bei einer Besprechung des Buches darf endlich seine ausgezeichnete technische Ausarbeitung nicht übergangen werden, die sich vor allem in den in den Text eingedruckten dreifarbigen Wetterkarten zeigt und in ähnlichen Arbeiten nachgeahmt werden sollte.

C. Kassner.

van Bebber, W. J.: Anleitung zur Aufstellung von Wettervorhersagen für alle Berufsklassen, insbesondere für Schule und Landwirtschaft. Zweite revidierte Auflage. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn 1908. 8°. VI, 38 S. Preis 60 ₰.

Der um die praktische Witterungskunde hochverdiente Meteorologe hat hier in der ihm eigenen schlichten und gleichmäßigen Art eine sehr gedrängte gemeinverständliche Übersicht über Wetterkarten und Vorhersagen auf Grund der Karten gegeben. Andere Wetterzeichen werden kaum erwähnt. Den Hauptinhalt bildet die Schilderung der Wettertypen in der Form, wie sie vom Verf. aufgestellt worden sind. Diese knappe Zusammenfassung der van Bebberschen Arbeiten, also eine Art von Autoreferat, wird auch manchem Fachmann willkommen sein, da die Untersuchungen bis 1880 zurückreichen und an verschiedenen, zum Teil nicht leicht zugänglichen Stellen veröffentlicht sind (Archiv der Seewarte; Monatliche Übersicht der Witterung, herausgegeben von der Seewarte; Zeitschrift „Das Wetter"). Die kurze tabellarische Charakteristik der Wettertypen erleichtert den Überblick ganz wesentlich.

Da das Buch zu weit gehende Schlußfolgerungen oder reklameartige Anpreisungen der Methoden sorgsam vermeidet, scheint es für Unterrichtszwecke besonders geeignet zu sein.

R. Süring.

Bibliographie.

Abbot, C. G. and **Fowle, F. E. jr.:** Note on the reflecting power of clouds. Washington 1908. 8°. 3 S. S.-A. Annals of the Astrophys. Observatory of the Smiths. Institution. Vol. II.

Annuaire de l'Institut Météorologique de Bulgarie publié par Spas Watzof. Année 1900. Sofia 1908. 4°. 2 Bl., 63 S.

—: Année 1907. Ebenda 1908. 4°. 2 Bl., 127 S.

Brounow, P.: Einfluß der meteorologischen Bedingungen auf die Vegetation und die Ernte des Hafers im Tschernoziomgebiet. Bearbeitet auf Grund der Beobachtungen der landwirthschaftlich-meteorologischen Stationen. Landwirthschaftlich-meteorolog. Abhandlungen. Lief. IV. 1. Theil. St. Petersburg 1908. 8°. 3 Bl., 270 S. — In russischer Sprache.

Buchanan, J. Y.: Ice and its natural his-

Digitized by Google

tory. London 1908. 8°. 34 S. 8 Tafeln. (R. Institution of Great Britain. Weekly Evening Meeting, May 8, 1908).

Bürgel, Bruno H.: Wetter-Kalender und kritische Tage für das Jahr 1909. Januar—Juni. Berlin, Hugo Steinitz (1908). 16°. 96 S., 1 Bl. Preis 1 ℳ.

Bulletin annuel de la Commission de Météorologie du département des Bouches-du-Rhône. Année 1907. 26me année. Marseille 1908. 4°. X, 112 S., 2 Tafeln. — Enthält u. a. eine Abhandlung von Bourget: Documents relatifs au climat de Marseille.

Conrad, V.: Über Gewitter. Vortrag, gehalten den 8. Januar 1908. Wien 1908. 8°. 20 S. (Vorträge des Ver. zur Verbreitung naturwiss. Kenntnisse in Wien. 48. Jahrg. Heft 8). Selbstverlag des Vereins. Preis 60 ₰.

Costanzo, G. e Negro, C.: Sopra alcuni fenomeni di ionizzazione provocata dalle nevi. Roma 1908. 8°. 5 S. S.-A. Atti della Pontif. Accad. Romana dei Nuovi Lincei. Anno LXI.

Darmstaedter, Ludwig: Handbuch zur Geschichte der Naturwissenschaften und der Technik. In chronologischer Darstellung. Zweite, umgearbeitete und vermehrte Auflage. Unter Mitwirkung von R. du Bois-Reymond und C. Schaefer. Berlin, Julius Springer 1908. 8°. X, 1262 S., 1 Bl. Preis 16 ℳ.

Dekaden-Monatsberichte (Vorläufige Mitteilung) der Königl. sächs. Landes-Wetterwarte. 1907. Jahrgang X. Hierzu: Jahressummen des Niederschlages, Normalwerte, Abweichungen von den Normalwerten, größte Tagesmengen, — Zahl der Tage mit Niederschlag überhaupt und mit Tagesmengen verschiedener Stärke in dem Jahre 1907 von allen Stationen. Herausg. von Paul Schreiber. Dresden 1908. 4°. 1 Bl., 107 S.

Ekholm, Nils: Spannkraft des gesättigten Wasserdampfes und Eisdampfes. Uppsala und Stockholm 1908. (Arkiv för Matem., Astron. och Fysik, Band 4, No. 29). 8°. 75 S.

Goffart, Ferdinand: Le Congo. Géographie physique, politique et économique. Deuxième édition revue et mise à jour par George Morissens. Bruxelles, Misch & Thron 1908. 8°. VIII, 502 S., 1 Bl., 2 Kart. Preis 7.50 frcs. — Enthält als Abschnitt VI (S. 207 bis 221) eine kurze Schilderung des Klimas.

Hann, Julius: Handbuch der Klimatologie. Band 1: Allgemeine Klimalehre. Dritte, wesentlich umgearbeitete und vermehrte Auflage. (Bibliothek geograph. Handbücher. Neue Folge). Stuttgart 1908. 8°. XIV, 394 S. Preis 13 ℳ.

Hanzlik, Stanislav: Die räumliche Verteilung der meteorologischen Elemente in den Antizyklonen. (Ein Beitrag zur Entwickelungsgeschichte der Antizyklonen). Wien 1908. 4°. 1 Bl., 94 S., 4 Taf. Preis 8.40 ℳ. S.-A. Denkschrift d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., Bd. LXXXIV.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1904. Beobachtungssystem des Königreichs Sachsen. Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1904. Herausg. von Paul Schreiber. (I. Hälfte des Jahrbuches d. Königl. sächsischen Landes-Wetterwarte. — Jahrgang XXII [1904]). Dresden 1908. 4°. 88 S.

Kassner, C.: Das chemische Wetterglas oder Paroskop. Jena 1908. 8°. 4 S. S.-A. Naturwiss. Wochenschr. N. F. VII. Bd., No. 42.

Lindeck, St.: Über den Einfluß der Luftfeuchtigkeit auf elektrische Widerstände. (Mitteilung aus der Physik.-Techn. Reichsanstalt). 8°. S.-A. Zeitschr. f. Instrumentenk. 1908, Heft 8, S. 229—243. Berlin 1908. — Verf. weist u. a. auf die hygroskopischen Eigenschaften des häufig bei Haarhygrometern benutzten Schellacks hin, und empfiehlt ferner die Regnaultsche Methode zur Eichung von Haarhygrometern (in einem Rezipienten, der eine Schale mit Schwefelsäure von einer einem bestimmten Feuchtigkeitsgrad entsprechenden Konzentration enthält).

Lockyer, Norman: Monthly mean values of barometric pressure for 73 selected stations over the earth's surface. Being a comparison of barometric variations of short duration at places widely distributed. Compiled at the Solar Physics Observatory, South Kensington. London 1908. 4°. IV, 97, VI S., 32 Taf.

Messerschmitt, Joh. Bapt.: Die Schwerebestimmung an der Erdoberfläche. (Die Wissenschaft. Sammlung naturwissenschaftl. u. mathem. Monographien. Heft 27). Braunschweig, Friedr. Vieweg & Sohn 1908. 8°. VIII, 158 S. Preis 5 ℳ.

Observations de l'Observatoire Météorologique de l'Institut Impérial Forestier de St. Pétersbourg. 1906. St. Pétersbourg 1908. Oblong. XII, 65 S. — Text russisch. Chef des Observatoriums ist Prof. G. Luboslawsky.

Observatoire magnétique, météorologique et sismologique de Zi-Ka-Wei (Chine) fondé et dirigé par les missionaires. Tome XXXI, année 1905. Fascicule B Météorologie. Chang-Hai 1908. 4°. 2 Bl., IV, 171 S., 1 Tafel.

—: Fascicule C Sismologie. Ebenda 1908. 4°. 1 Bl., 29, IX S., 1 Bl.

Observatorio de Sabadell. Escuelas Pias. Resumen de las principales observaciones verificadas en esta estación meteorológica durante el quinquenio 1902—1906. Sabadell 1908. 8°. 69 S.

Przibram, Karl: Über die Beweglichkeit der Ionen in Dämpfen und ihre Beziehung zur Kondensation. Wien 1908. 8°. 24 S. S.-A. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, Bd. CXVII, Abt. 2a.

Annual **Report** of the Central Meteorological Observatory of Japan for the year 1900. Part II. On the barometric depressions in the year 1900. Published by the Central Meteorological Observatory, Tokio 1907. 4°. 2 Bl., 32 S., 12 Taf.

—: for the year 1901. Part II. On the barometric depressions in the year 1901. Tokio 1907. 4°. 2 Bl., 28 S., 12 Taf.

—: for the year 1903. Part II. Magnetic observations and observations on atmospheric electricity in the year 1903. Tokio 1908. 4°. 2 Bl., 46, 16 S., 17 Taf.

Report of the International Meteorological Conference at Innsbruck. September 1905. Published by Authority of the Meteorological Committee. Official Copy No. 195. London (Met. Office) 1908. 8°. 156 S. Preis 2 sh.

Richarz, F.: Barometrische Bestimmung der Meereshöhe Marburgs. 8°. S.-A. Sitzungsber. der Ges. zur Beförd. der gesamten Naturw. zu Marburg. 1908, No. 3, S. 66—73. Marburg 1908.

Richter, C. M.: The relation of anticyclonic weather to the prevalence of La Grippe and Pneumonia on the northern hemisphere. With special reference to recent epidemics of pneumonia in Chicago and San Francisco. Chicago 1908. 8°. 11 S. S.-A. Journ. of the Amer. Medical Assoc. Vol. LI.

Rummler: Über die Messung der Windstärke. Freiburg, Schl. 1907. 4°. 20 S. (XXXIII. Jahresber. Städt. Oberrealschule Freiburg, Schl.) Preis 1.50 ℳ.

Schmidt, Joh.: Radioaktivität und Aggregatzustände. Unter-Barmen 1908. 8°. 12 S.

Schubert, J.: Der Niederschlag in der Annaburger Heide 1901—1905. Bericht der Meteorologischen Abteilung des forstlichen Versuchswesens in Preußen. Berlin 1908. 8°. 14 S., 1 Taf. S.-A. Zeitschr. f. Forst- u. Jagdwesen 1908. Preis 2 ℳ.

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Grundzüge der astronomisch-geographischen

Ortsbestimmung

auf Forschungsreisen

und die Entwickelung der hierfür maßgebenden mathematisch-geometrischen Begriffe.

Von

Prof. Dr. Paul Güssfeldt.

Mit 95 Abbildungen. 1902. **Preis geheftet Mark 10,—, gebunden Mark 12,—.**

Aus den Urteilen der Presse.

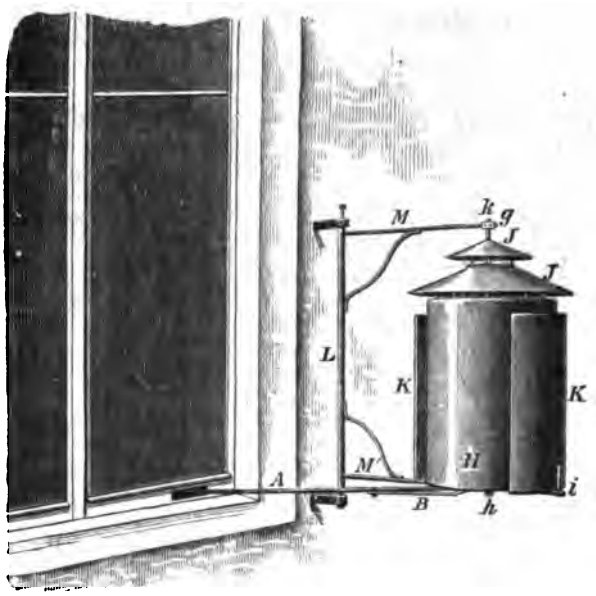
Archiv der Mathematik und Physik: ... Möge das Buch im Kreise der Leser, für die es bestimmt ist, die ihm gebührende Verbreitung finden; möge es recht viele von ihnen, der Absicht des Verfassers entsprechend, zu weiteren Studien anregen.

Literarisches Zentralblatt: ... In dem vorstehenden Werke wird dagegen nichts weiter vorausgesetzt als ein gewisses Maß allgemeiner Bildung: es ist weder für angehende Mathematiker noch Astronomen bestimmt, sondern ausschließlich für Forschungsreisende, welche sich mit der Theorie und Praxis der Ortsbestimmung bekannt machen wollen. Ihnen wird hier Gelegenheit gegeben, die auf der Schule erworbenen mathematischen Kenntnisse zu befestigen und zu vertiefen, soweit es zum Verständnis der zu behandelnden Aufgaben notwendig ist. In den vorbereitenden Abschnitten des Buches findet sich daher eine umfassende, leicht verständliche Darstellung der gesamten elementaren Arithmetik, der Trigonometrie und der Anfangsgründe der analytischen Geometrie, und im Anschluß daran werden die Grundbegriffe der sphärischen Astronomie, insbesondere der Orts- und Zeitbestimmung erläutert. Die folgenden Kapitel behandeln das Universalinstrument und seine Fehlertheorie, sowie die verschiedenen Beobachtungsmethoden zur Bestimmung von Zeit, Polhöhe und Azimut. Die gesamte Darstellung des Problems ist in erster Linie auf den Gebrauch des Universalinstruments zugeschnitten, während die anderen Methoden, z. B. die Ortsbestimmung auf See und die absoluten Längenbestimmungen, nur mit wenigen Worten berührt werden.

Literarisches Beiblatt zum Militär-Wochenblatt: Der Herr Verfasser ist mehr als ein Jahrzehnt als Forschungsreisender tätig gewesen, nachdem er ursprünglich die akademische Laufbahn als Privatdozent der Mathematik eingeschlagen hatte. In den verschiedensten Gegenden, im tropischen Afrika, in der ostägyptischen Wüste und in den Anden Chiles und Argentiniens hat er astronomisch-geographische Ortsbestimmungen ausgeführt und später in seinen Werken veröffentlicht. Auch hält er über diesen Gegenstand seit Jahren Vorlesungen am Seminar für orientalische Sprachen in Berlin. Die reichen Erfahrungen des Herrn Verfassers brachten ihn darauf, einen praktischen Weg einzuschlagen, der im Gegensatz zu den Lehrbüchern steht, die eine exakte Darstellung der astronomisch-geographischen Ortsbestimmung geben und dasjenige mathematische Wissen voraussetzen, dessen der Leser zum Verständnis bedarf. Das vorzügliche Werk verdient im besonderen die eingehendste Beachtung unserer Schutztruppenoffiziere.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

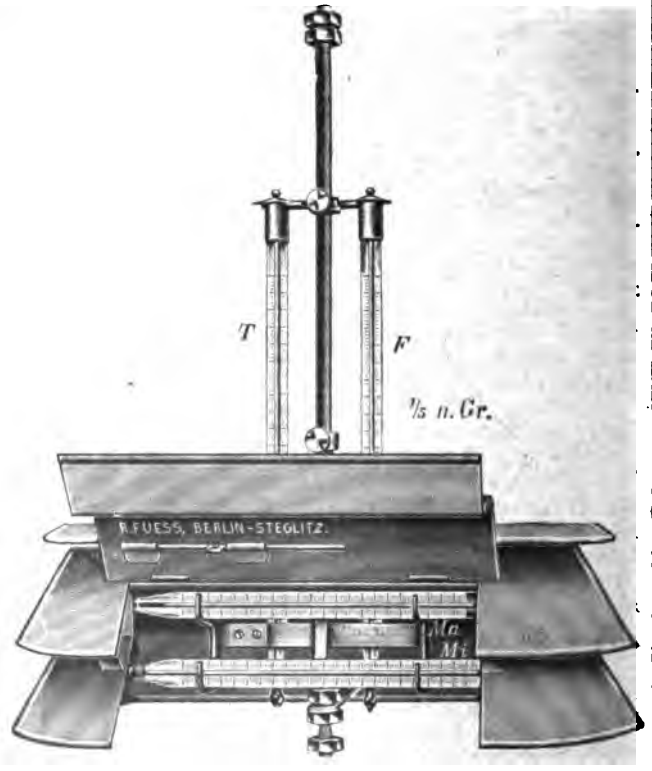
Digitized by Google



R. FUESS

VORMALS J. G. GREINER JR. & GEISSLER

STEGLITZ bei **BERLIN,** Düntherstr. 8.



☛ Diesem Hefte ist ein Prospekt aus dem Verlage von **Friedr. Vieweg & Sohn** in **Braunschw** betreffend **„Bücher für Luftschiffer“,** beigelegt.

Digitized by Google

1908 Heft 12 Dezember

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. R. SÜRING
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXV, zugleich Bd. XLIII der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".

INHALT.

Seite
. Hann: Mossman über die meteorologischen Ergebnisse der Schottischen Antarktischen Expedition 529
W. Wien: Gesetze und Theorien der Strahlung 542

Kleinere Mitteilungen:

Seite
). G. Abbott und F. E. Fowle: Die neuesten Untersuchungen über die Solarkonstante der Strahlung 549
M. Brendel über das Nordlicht vom 30. Juni 552
Die Himmelsröte zu Ende Juni und anfangs Juli 556
George C. Simpson: Die Orientierung fallender Prismen in der Luft 557
. Hann: Über den täglichen Gang der Temperatur in den höheren Luftschichten 557
. Hann: Resultate der meteorologischen Beobachtungen in Oberägypten und im Sudan 559
Meteorologische Beobachtungen in dem Gebiete der Hudsonsbai im Jahre 1905 562
Die Internationale photographische Ausstellung 563
A. Teisserenc de Bort: Untersuchungen über die Anwesenheit der seltenen Gase in der Atmosphäre in verschiedenen Höhen 563
Zusammensetzung der Atmosphäre 563
Wilhelm Schmidt: Zur Frage der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer 564

Seite
W. v. Kesslitz: Die erdmagnetischen Störungen vom September 1908, beobachtet in Pola 565
Ungewöhnliche Regenbogen 566
H. Mohn: Neue Studien über das Hypsometer 567
A. Woeikow: Turkestan. Ist eine fortschreitende Austrocknung Turkestans vorhanden? 567
Arthur Schuster: Die 4.8jährige Sonnenfleckenperiode 568
F. A. Forel: Periodische Gletscherschwankungen und ihr Zusammenhang mit den meteorologischen Faktoren 569
J. Dreis: Beziehungen zwischen Kumulus und Cirrus 570
Der tägliche Gang des Luftdruckes auf der Insel Mangarewa zu Rikitea 570
W. Köppen: Temperaturzunahme um 1.5° von 100 bis 750 m Seehöhe 570
W. Köppen: Abnorme Dämmerungen am 29. Juni bis 1. Juli 1908 571
Franz Siegel: Regenmessungen auf den Stationen der Paranáenser Staatsbahn (Estrada de ferro do Paraná) im Jahre 1907 572
J. H.: Mittlerer Regenfall auf den Sundainseln 572
W. Krebs: Das meteorologische Jahr 1907/08, besonders in Mitteleuropa 572

Literaturbericht:

Seite
G. Hellmann: Hann, Julius, Handbuch der Klimatologie. I. Band. Allgemeine Klimalehre. 3. Auflage 574
G. Wussow: van Bijckevorsel, E., Konstant auftretende sekundäre Maxima und Minima in dem jährlichen Verlauf der meteorologischen Erscheinungen. 5. Abteilung 574

Bibliographie 576
Berichtigungen 576
Titel, Namen- und Sachregister zum XXV. Jahrgang der „Meteorologischen Zeitschrift" . . . . . I—XVIII

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis ℳ 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1908

Digitized by Google

Günther & Tegetmeyer, Braunschweig

Werkstatt für wissenschaftliche u. technische Präzisions-Instrumente.

Weltausstellung St. Louis 1904 Goldene Medaille.

Transportable Apparate zur Beobachtung der atmosphärischen Elektrizität nach **Exner**. Elektroskope mit innerer Isolation aus Bernstein, Natriumtrocknung und Einrichtung zum parallaxenfreien Ablesen (D. R. G. M.). Apparate zur Messung der Elektrizitätszerstreuung in der Luft. Zambonische Säulen. Hochspannungs-Trockensäulen (D. R. G. M.). Instrumentarien zur Bestimmung der Radioaktivität von Luft- und Bodenproben. Quadrantenelektrometer. Aktinometer nach **Elster** und **Geitel**. Hochspannungselektroskope (**Braun**sches Prinzip) mit innerer Isolation und Natriumtrocknung nach **Elster** und **Geitel**. Transportable Elektronen-Aspirationsapparate nach **Ebert** nebst Zusatzkondensatoren zur Bestimmung der Ionengeschwindigkeiten und des elektrischen Leitvermögens der Luft nach der Methode **Mache**. Kondensatoren nach **Harms** zur Bestimmung der Kapazitäten von Elektrometern. Fontaktoskope nach **Engler** und **Sieveking**. Phototheodolite nach **Koppe** für Astronomie, Topographie und Meteorologie, Astrophototheodolite nach **Marcuse**.

Im eigenen Hein

erzielt man durch die **Ideal-Lichtquelle**

„Mita"-Reform-Licht

mit jeder Projektions-Apparat

6—9 qm gr. Bilder eigener Aufnahmen

Prospekte u. Gebrauchs-Anweisung durch alle Photohandl. und direkt v.

Siegel & Butziger Nachf., Dresden 4

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

In zweiter vermehrter Ausgabe erschienen:

Tafeln über die Spannkraft des Wasserdampfes

zwischen 76 und 101,5 Grad, bezogen auf das Luftthermometer, mit einem Beiblatt, enthaltend die Korrektionen auf das Wasserstoffthermometer. Auf Grund der Ergebnisse neuer Versuche berechnet und herausgegeben von **Dr. H. F. Wiebe**, Professor an der Physikalisch-Technischen Reichsanstalt. Preis geh. *M.* 2.—.

Die Zahlen dieser Tafeln beruhen zum erstenmal auf ganz neuen, in der Physikalisch-Technischen Reichsanstalt ausgeführten Versuchen. Die Genauigkeit der neuen Versuche ist etwa fünfmal größer als diejenige der Regnaultschen Untersuchungen, aus denen alle sonst vorhandenen Tafeln über die Spannkräfte des Wasserdampfes hergeleitet sind.

Die Einrichtung der Tafeln ist so gewählt, daß sie zu doppelten Zwecken verwendet werden können. Tafel I dient zur Bestimmung der Berechnung des Luftdruckes aus der durch Siedethermometer beobachteten Siedetemperatur des Wassers, hat demnach besonderen Wert für geographische Höhenbestimmungen und ist zum Gebrauch für Forschungsreisende, Geographen, Meteorologen, Ingenieure und Geologen bestimmt, Tafel II findet Anwendung bei Bestimmung des Siedepunktes von Thermometern aus dem beobachteten Luftdruck und ist deshalb hauptsächlich dem Physiker, Chemiker und Techniker von Nutzen.

Nahezu sämtlichen auf der Erdoberfläche vorkommenden atmosphärischen Druckunterschieden wird Rechnung getragen.

FOX VISIBLE

:: beste Schreibmaschine ::

Spezial-Modell zum Ausfüllen der Wetterberichte mit allen Spezialzeichen.

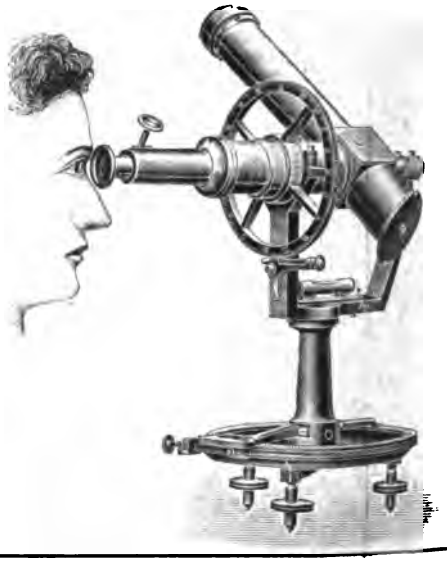
Prospekte gratis

durch

Visible-Schreibmaschinen-Gesellschaft

m. b. H.

Berlin S.W. 19. Wien I.



Ballon-Registrier-Instrumente, System Professor Hergesell. **Original** Dr. De Quervain'sche **Theodoliten. Drachen-Meteorographen** n. Dr. Kleinschmidt. **Baro-Thermo-Hygrographen** eigener Konstruktion. **Seismographen, Wagen und Gewichte**

fertigen als Spezialitäten

I. & A. Bosch, Strassburg i. E., Münstergasse 15.

Preislisten deutsch, englisch und französisch.

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 25 * 1908 * Heft 12.

Mossman über die meteorologischen Ergebnisse der Schottischen Antarktischen Expedition[1]).

Referat von J. HANN.

Wir haben schon zweimal in dieser Zeitschrift (Jahrgang 1905, S. 508 und 1906, S. 450) über die Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen der Schottischen Expedition nach den dankenswert rasch publizierten vorläufigen Berichten im Scottish Geogr. Magazine Mitteilungen gebracht. Nun liegen diese Ergebnisse in endgültiger Bearbeitung in einer eleganten umfangreichen Publikation vor, und wir beeilen uns, auf dieselben zurückzukommen. Das umfangreichste Kapitel des Werkes, 306 Seiten umfassend, ist natürlich der Meteorologie gewidmet und von Herrn R. C. Mossman selbst, dem Meteorologen der Expedition, in eingehender und umsichtigster Weise bearbeitet worden. Herr Mossman, schon vom Ben Nevis-Observatorium her den Meteorologen bekannt, ist unseren Lesern auch durch eine Reihe vorzüglicher meteorologischer Abhandlungen, die in dieser Zeitschrift besprochen worden sind, als gründlicher Fachmann vorgeführt worden. Die vorliegende Bearbeitung der meteorologischen Beobachtungen an Bord der „Scotia", sowie namentlich an der Winterstation auf den Süd-Orkneys, entspricht vollkommen dem Rufe, den sich der Autor schon früher erworben hat und kann als eine musterhafte bezeichnet werden. Herr Mossman hat übrigens auch die magnetischen Beobachtungen geleitet, und der Bearbeiter derselben, Dr. Chree, spricht sich in anerkennendster Weise über dieselben aus.

In der Einleitung werden die verwendeten meteorologischen Instrumente und die Beobachtungs- und Berechnungsmethoden besprochen. Dann folgen die meteorologischen Tagebücher während der Reise, erst vierstündig (17. November bis 25. Dezember 1902), dann stündlich bis 4. Mai 1904, dann auf der Rückreise wieder bloß mehrstündig im Tage bis 15. Juli, wo die „Scotia" in Kingstown ankam (S. 1 bis 105). Dann folgen die stündlichen Beobachtungen aller meteorologischen Elemente an der fixen Station auf den Süd-Orkneys, Laurie Island: Scotiabay vom 1. April bis 31. Oktober 1903 und Omondhouse vom 1. November 1903 bis 21. Februar 1904, unter 60° 43.7′ S und 44° 38.6′ westl. v. Gr. (S. 109 bis 213).

Vom 1. April bis 31. Oktober 1903 wurden die stündlichen meteorologischen Beobachtungen im Winterhafen der „Scotia", in der Scotiabai, angestellt, während welcher Zeit das Schiff daselbst eingefroren war. Am 1. November 1903 wurden die Beobachtungen an das Ufer verlegt, wo eine Hütte aus Steinen, Omondhouse genannt, für die Beobachter errichtet wurde, während die „Scotia" nach Buenos Aires abging. Für die Registrierung des Sonnenscheins war an dieser Station der Horizont etwas beschränkt. Am 21. Februar 1904 wurde diese Station nach der

[1]) Report of the Scientific Results of the Voyage of S. Y. „Scotia" during the years 1902, 1903 and 1904, under the Leadership of William S. Bruce L. L. D. F. R. S. E. Vol. II. Physics. Part I, Meteorology by R. C. Mossman. Part II, Magnetism by Charles Chree. Part III, Tides by Sir George H. Darwin. Edinburgh 1907. 324 S. gr. 4° mit 14 Tafeln (Photographien, Diagramme und Karten).

Digitized by Google

Rückkehr der „Scotia“ von den Expeditionsmitgliedern verlassen, aber von dem Argentinischen Meteorologischen Amte übernommen, das die Beobachtungen fortgeführt hat.

Für die Windbeobachtungen war Omondhouse auch nicht völlig günstig gelegen, da nach W und SW hin sich Felsen in der Nähe befanden. Die S-, SW- und W-Winde wurden häufig nach SE abgelenkt, bei Winden anderer Richtung war die Beeinflussung gering. S. 191 bis 213 enthalten das meteorologische Logbuch der „Scotia“. Dann folgen in extenso die vierstündigen Beobachtungen von Luftdruck, Temperatur, Wind und Bewölkung, mit Angabe der täglichen Dauer des Sonnenscheins zu Kap Pembroke, Falkland-Inseln (51° 41′ S, 57° 42′ W) Januar 1903 bis Dezember 1904 (S. 217 bis 243). Den Schluß bildet dann die Diskussion der Beobachtungsresultate (S. 247 bis 306), mit welcher wir uns nun zu beschäftigen haben.

1. Beobachtungen zur See. Stündliche Beobachtungen an Bord der „Scotia“ bei den zwei Sommerreisen 1903 und 1904. Die Eisverhältnisse der beiden Sommer waren sehr verschieden. Im Sommer 1903 wurde das Packeis schon in 60° 20′ S, 43° 50′ W angetroffen, welches die Weddell-See südlich von 60 bis 28° W gegen Grahamland hin völlig ausfüllte. Im folgenden Sommer war die See eisfrei schon früh im Dezember bis mindestens zum südlichen Polarkreise, die „Scotia“ traf außer einen Eisstrom in 66° S und 30° W kein Eis bis Coatsland in 72° 18′ S und 17° 59′ W. Es scheint nach den Erfahrungen von Ross, d'Urville und Powell, daß der westliche Teil der Weddell-See in normalen Sommern südlich von 65° S mit Eis bedeckt ist. Nach den Beobachtungen bei den Süd-Orkneys waren die Inseln in den Sommern 1902/03, 1904/05 und 1906/07 durch Eis blockiert, während in den Sommern 1903/04 und 1905/06 das Eis schon früh im Sommer die Inseln frei ließ.

Die charakteristischen meteorologischen Verhältnisse der Weddell-See nach den Schiffsbeobachtungen im Sommer 1903 uud 1904 haben wir in folgender Tabelle übersichtlich zusammengestellt:

	Weddell-See 64° 0′ S, 29° 45′ W	Snow Hill 64° 22′ S, 57° 0′ W	Kap Pembroke 51° 41′ S, 57° 42′ W
		Februar 1903	
Luftdruck . .	739.4	737.8	747.5
Temperatur . .	— 2.3	— 3.5	8.7
Bewölkung . .	9.1	7.6	6.5
		März 1903	
Luftdruck . .	737.4	735.6	744.7
Temperatur . .	— 3.9	— 11.4	7.5
Bewölkung . .	9.5	8.6	6.4

	Weddell-See 64° 0′ S, 29° 45′ W	Süd-Orkneys 60° 44′ S, 44° 39′ W	Port Charcot 65° 3′ S, 63° 26′ W	Kap Pembroke 51° 41′ S, 57° 42′ W
		März 1904		
Luftdruck . . .	738.3	736.1	740.3	749.2
Temperatur . . .	— 3.9	0.2	— 1.2	7.4
Bewölkung . . .	8.8	9.2	7.9	6.8

Weddell-See. Mittlere Position Februar/März 1903 und März 1904: 66° 6′ S, 29° 28′ W. Mittlerer Luftdruck mit Schwerekorrektion 738.4, Extreme 756.2 und 716.1, Schwankung 40.1 mm. Mittlere Temperatur — 3.4°, Extreme 1.0 und — 17.9°. Mittlere Windstärke gering, 2.4 B., bloß 34 Stunden mit Sturm. Mittlere Bewölkung 9.1, in 81 Proz. der Beobachtungen war der Himmel ganz bedeckt, nur in 3 Proz. wolkenlos. Relative Feuchtigkeit 83 Proz., Sättigung nicht häufig. Die häufigste Windrichtung war NE mit 16 Proz. der Beobachtungen, dann N mit 15 Proz., kein besonderer Exzeß einer bestimmten Windrichtung. Im allgemeinen läßt sich aber sagen, daß südlich vom Polarkreise östliche Winde in der Weddell-See vorherrschen, während nördlich von 62 bis 64° S das nordwestliche Windsystem angetroffen wird. Der

Digitized by Google

Niederschlag bestand fast ausschließlich aus Schnee, Regen und Hagel fehlen. Am 16. März 1904 wurde in 71° 4′ S, $22^1/_2$° W Blitz beobachtet. Die Niederschlagsmenge ist sehr gering.

Klimatische Eigenschaften der Winde über der Weddell-See, südlich von 60° S zwischen 11 und 48° W. Sommer. Einen Auszug aus den bezüglichen Tabellen des vorliegenden Werkes haben wir schon in dieser Zeitschrift 1906, S. 451 mitgeteilt. Unsere sehr gekürzte Tabelle mag hier nochmals Platz finden.

Windrosen. Abweichungen vom Mittel.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	W	Kalmen
Luftdruck mm . . .	0.4	1.1	— 4.6*	— 2.5	2.8	— 0.1	1.2	— 0.5	4.3
Temperatur	1.3	0.3	— 0.2	— 0.4	— 2.1*	— 0.6	0.1	0.6	— 1.9
Relative Feuchtigkeit	3.8	2.6	1.4	— 0.2	— 3.6	— 8.8*	— 2.0	3.5	— 1.8
Bewölkung	0.6	0.5	0.3	— 0.2	— 0.8	— 0.6	— 0.3	0.4	— 0.8
Windstärke	— 0.1	0.1	0.7	— 0.2	— 0.6	— 0.3	0.2	0.0	0.0
Häufigkeit	340	345	218	168*	193	275	245	275	125

	Luftdruck	Temperatur	Bewölkung	Windstärke	Relat. Feuchtigk.	Dampfdruck
Maximum	S 741.3	NNW — 1.7	N 9.7	E 3.5	NNW 88	NNW 3.70
Minimum	ESE 731.9	S — 5.6	S 8.0	S 1.7	NSW 72	SSW 2.5
Differenz	9.4	3.9	1.7	1.8	16	1.2

Die Nordwinde bringen hohe Temperatur und Feuchtigkeit, große Bewölkung bei mittlerer Windstärke; die W-Winde haben niedrige Feuchtigkeit und geringe Bewölkung, die S-Winde haben hohen Druck und sehr niedrige Temperatur bei geringer Bewölkung und Feuchtigkeit, die E-Winde sind starke Winde mit niedrigem Barometerstand, starker Bewölkung und Feuchtigkeit.

Der tägliche Gang der meteorologischen Elemente im Sommer über der Weddell-See. Auch darüber haben wir schon 1906, S. 451 berichtet. Es fehlte aber dort die Elimination der unperiodischen Änderungen. Ein ganz kurzer Auszug aus den detaillierten Tabellen folgt nachstehend:

Täglicher Gang der meteorologischen Elemente in der Weddell-See. Sommer (Februar 1903 und März 1903 und 1904).

	Luftdruck mm	Temperatur °C	Bewölkung Proz.	Windstärke	Relative Feuchtigkeit Proz.		Luftdruck mm	Temperatur °C	Bewölkung Proz.	Windstärke	Relative Feuchtigkeit Proz.
Mittn.	.07	— .20	— .2	.3	1.2	Mittg.	— .05	.24	3	— .2	— 1.7
1	.05	— .24	— .4	.3	1.4	1	.10	.35	.3	— .1	— 1.4
2	.00	— .26	— .2	.2	0.6	2	.02	.35	.2	— .2	— 1.7
3	— .05	— .26	.0	.1	1.0	3	.00	.30	.1	0	— 1.0
4	— .25	— .31	— .1	0	1.5	4	.02	.25	0	— 1	— 1.2
5	— .23	— .35	— .1	0	1.8	5	.08	.20	— .1	0	— 1.4
6	— .18	— .24	.0	0	0.1	6	.13	.10	.3	0	— 0.3
7	— .14	— .13	— .1	0	0.1	7	.15	.09	.2	0	0.0
8	— .13	— .02	.1	— .3	— 0.2	8	.10	— .02	.2	.2	0.6
9	— .05	.13	.0	— .2	— 0.5	9	.13	— .08	— .1	.1	1.1
10	.00	.14	.1	— .3	— 0.9	10	.13	— .09	0	.2	1.5
11	.00	.20	.2	— .2	1.4	11	.10	— .14	— .2	.2	1.6

Den täglichen Gang des Luftdruckes über der Weddell-See haben wir auf folgenden kurzen Ausdruck gebracht:

$$0.14 \sin (168.1^0 + x) + 0.06 \sin (126.7 + 2x).$$

Die ganztägige Periode (Sommer) überwiegt weitaus und hat ihr Maximum um 7^h abends und ihr Minimum um 7^h morgens. Die halbtägige Periode ist, wie zu erwarten, sehr klein und die Phasenzeiten verspäten sich rund um eine Stunde gegen die normalen in mittleren Breiten.

Der tägliche Gang der Temperatur zeigt eine Amplitude von 0.7° C. Minimum 5^a, Maximum gegen 2^h nachmittags. Die relative Feuchtigkeit ist bei Nacht über,

Digitized by Google

bei Tage unter dem Mittel. Die Windstärke war am größten bei Nacht und am kleinsten bei Tage.

Auf die detaillierten Tabellen der Beobachtungsergebnisse zur See können wir hier nicht näher eingehen. Wir haben auch schon 1905, S. 508 darüber kurz berichtet. Es mögen die folgenden Mittelwerte hier stehen:

Monat	Südbreite	Luftdruck [1])	Temperatur	Bewölkung	Windstärke	Relat. Feuchtigk.	Dampfdruck
Febr. 1903	64°	738.5	— 2.3	9.1	1.80	82.6	3.25
März 1903	64°	736.3	— 3.9	9.5	2.53	73.0	2.92
März 1904	70.3°	736.7	— 3.9	8.8	2.76	83.7	3.00
April 1904	46.9°	750.1	6.3	7.7	3.89	86.4	6.40

Häufigkeit der Winde. Mittlere Breite 66.5°. Süd.

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
15	16	10	7	9	12	12	13	6 Proz.

Die mittlere Monatsschwankung des Luftdruckes unter 66° S, 29° 5′ W (im Mittel) war 35.8 mm, im südatlantischen Ozean im April 50.1 mm, die mittlere unperiodische Temperaturschwankung 2.8°, die mittlere Temperatur der Meeresoberfläche — 1.3° im südatlantischen Ozean, 47° S, 6.9° C.

Wir gehen nun über zu den Beobachtungsergebnissen auf Laurie Island, Süd-Orkneys, die man in der folgenden Tabelle übersichtlich zusammengestellt findet [2]):

Scotiabay, Laurie Island, Süd-Orkneys, 60° 44′ S, 44° 39′ W.

	Luftdruck 700 +				Temperatur								
1903/04	Mittel	Extreme		Schwkg.	24stdl. Mittel	Mittlere Extreme		Tägl.	Tägl. Ampl.	Absolute Extreme		Bewölkung	Tage > 8	Tage < 2	Tage mit Niederschlag
April . . .	741.8	58.4	18.3	40.1	— 6.3	— 2.8	— 9.7		6.9	2.3	— 22.3	8.1	18	0	25
Mai	44.9	62.3	27.5	34.8	— 8.3	— 4.1	— 12.8		8.7	7.8	— 26.5	7.5	19	4	25
Juni	43.1	56.7	22.6	34.1	— 12.5	— 7.3	— 17.3		10.0	5.3	— 32.2	6.7	14	3	26
Juli	40.7	58.1	17.1	41.0	— 8.4	— 4.2	— 13.2		9.0	1.2	— 25.4	7.5	12	0	30
August . .	43.8	62.5	24.0	38.5	— 7.3	— 4.6	— 10.6		6.0	3.3	— 26.3	8.1	21	1	27
September .	42.7	60.2	22.7	37.5	— 10.3	— 6.1	— 14.8		8.7	4.4	— 32.1	7.0	13	2	22
Oktober . .	45.2	64.9	22.4	44.5	— 2.8	— 0.4	— 5.2		4.8	5.6	— 22.8	8.4	23	0	26
November .	39.6	59.1	19.8	39.3	— 1.5	0.3	— 3.5		3.8	5.2	— 9.5	8.4	19	0	26
Dezember .	41.7	58.6	22.5	36.1	— 0.3	1.1	— 1.7		2.8	4.9	— 3.7	9.3	28	0	29
Januar . . .	40.6	50.7	27.0	33.7	0.2	1.2	— 0.9		2.1	6.9	— 3.7	9.6	29	0	29
Februar . .	40.7	59.5	24.7	34.8	0.3	1.8	— 0.9		2.7	8.3	— 2.8	8.8	23	0	26
März . . .	39.3	54.8	18.4	36.4	0.2	1.7	— 1.4		3.1	4.4	— 6.2	9.2	28	0	29
Jahr	42.0	64.9	18.3	46.6	— 4.8	— 1.9	— 7.7		5.8	8.3	— 32.2	8.2	247	10	320

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Temperaturmittel.													
1903	(— 0.9)	(— 0.9)	(— 1.0)	— 6.3	— 8.3	— 12.5	— 8.4	— 7.3	— 10.3	— 2.8	— 1.5	— 0.3	— 5.1
1904	0.2	0.3	0.2	— 3.8	— 11.9	— 8.4	— 13.9	— 10.7	— 6.4	— 7.6	— 0.5	— 1.8	— 5.3
Mittel	— 0.3	— 0.3	— 0.4	— 5.1	— 10.1	— 10.4	— 11.1	— 9.0	— 8.3	— 5.2	— 1.0	— 1.0	— 5.2
Interdiurne Veränderlichkeit.													
Mittel	0.8	0.8	1.4	3.0	4.7	5.5	4.7	5.0	4.1	3.2	1.2	0.7	2.9
Windstärke Beaufort.													
	1.1	1.8	2.3	1.7	2.2	1.7	2.4	2.0	1.7	2.0	1.7	1.3	1.8
Sonnenschein.													
Stunden	49	46	20	26	27	4	13	36	76	59	89	73	517
Proz.	10	13	7	11	17	4	8	14	25	16	21	15	14
Sonnenlose Tage	14	11	14	15	19	22	22	21	13	8	7	5	171

Täglicher Gang des Sonnenscheins. Stunden.

4/5a	5/6	6/7	7/8	8/9	9/10	10/11	11/Mittag	0/1	1/2	2/3	3/4	4/5	5/6	6/7
3.4	10.8	21.2	26.7	31.9	36.1	38.2	49.2	55.5	60.5	45.4	38.5	21.3	12.2	5.2

[1]) Ohne Schwerekorrektion.
[2]) Man vergleiche diese Zeitschrift 1905, S. 510—513.

Digitized by Google

Luftdruck. Der Luftdruck hatte keinen ausgesprochenen jährlichen Gang, denn die Jahreszeitenmittel sind:

Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
742.5	742.5	741.0	742.0	742.0

Die Monatsschwankungen sind im Sommer nur wenig geringer als im Winter.

Den täglichen Gang des Luftdruckes wollen wir nur im Jahresmittel wiedergeben. Herr Mossman hat den täglichen Barometergang auch für heitere Tage (mittlere Bewölkung 3.0) und trübe Tage (mittlere Bewölkung 9 bis 10) separat nach den Jahreszeiten berechnet. Es genügt natürlich hier noch mehr, bloß die Jahresmittel wiederzugeben. In zweistündige Werte zusammengefaßt, wird der tägliche Gang durch folgende Zahlen wiedergegeben, in Millimetern, Abweichungen vom Tagesmittel[1]):

Mittern.	2	4	6	8	10	Mittag	2	4	6	8	10	Mittel
						Jahresmittel.						
.08	—.13	—.23	—.25	—.15	—.10	—.08	.00	.05	.25	.32	.25	.15
						Täglicher Gang an heiteren Tagen (44 Tage).						
—.68	—.64	—.36	—.08	.20	.38	.38	.35	.33	.28	.13	—.23	.32
						An trüben Tagen (69 Tage).						
.15	—.02	—.13	—.15	—.13	—.10	—.08	—.05	—.03	.10	.20	.23	.11

Ich habe diese Zahlen nach Sinusreihen berechnet und finde so folgende Gleichungen:

Täglicher Gang im Jahresmittel $0.23 \sin (161.3 + x) + 0.10 \sin (180.0^0 + 2x)$.
„ „ an bewölkten Tagen $0.16 \sin (127.1 + x) + 0.07 \sin (157.8 + 2x)$.
„ „ an heiteren Tagen $0.50 \sin (249.5 + x) + 0.17 \sin (225.6 + 2x)$.

Diese Gleichungen sind nach den Originalzahlen (Tausendstel des englischen Zolls) berechnet, dürften daher (bei der Kleinheit der Zahlen) etwas abweichen von jenen, die man aus den obigen auf Millimeter reduzierten Zahlen erhalten würde.

Wir haben hier auf den Süd-Orkneys eine merkliche ganztägige Luftdruckschwankung mit einem Minimum 7^h morgens und einem Maximum um 7^h abends, die halbtägige Oszillation ist sehr gering. Die Luftdruckschwankung an ganz trüben Tagen unterscheidet sich wenig vom Mittelwert, die Extreme treffen um zwei Stunden und eine Stunde später ein. Dagegen ist die Amplitude der täglichen Barometerschwankung an heiteren Tagen ganz auffallend groß, ich möchte fast sagen unnatürlich groß. In der ganztägigen Periode tritt das Minimum schon um $1^1/_2{}^h$ morgens ein, das Maximum um $1^1/_2$ nachmittags, entspricht also dem täglichen Temperaturgange. Die halbtägige Schwankung ist klein, die Phasenzeiten treten um rund $1^1/_2$ Stunden früher ein als im Mittel und um $2^1/_2$ Stunden früher als in mittleren Breiten. Die Amplitude der halbtägigen Oszillation ist an heiteren Tagen fast zweimal größer als an trüben. In der ganztägigen Periode treten die Phasenzeiten bei heiterem Wetter um acht Stunden früher ein als bei trübem.

Temperatur. Der tägliche Gang der Temperatur ist bei den großen unperiodischen Änderungen selbst in den Mitteln der Jahreszeiten noch recht unregelmäßig. Im Herbst und Winter machen sich zwei Maxima und Minima bemerkbar, nur im Frühling und Sommer verläuft der Wärmegang normal. Im Frühling tritt das Minimum um 4^a ein mit -5.7^0, das Maximum um 2^h mit -2.9^0 C, im Sommer fällt das Minimum auf 1^a mit -0.4^0, das Maximum recht unbestimmt auf 2^h mit

[1]) S. auch diese Zeitschrift 1906, S. 451.

Digitized by Google

0.6°, Herbst und Winter haben einen ganz unregelmäßigen Gang. Im Jahresmittel treffen wir das Minimum um 1ª mit —5.1°, das Maximum um 1ᵖ mit —4.3°.

Winde. Die Süd-Orkneys kommen in keiner Jahreszeit in das Gebiet der Ostwinde, welches sich in Snow Hill (64.4° S, 57′ W), Wandel-Insel (65.1° S, 63.4° W) und im Winterquartier des Gauss (66° S, 89.6° E) so bemerkbar machte. Die Windverteilung nach den Jahreszeiten zeigen folgende Zahlen:

Häufigkeit der Winde in Prozenten.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen	Variabel
Winter	13	3	2	8	12	13	12	30	6	1
Frühling	10	3	1	8	8	12	12	40	5	1
Sommer	6	2	4	12	6	11	10	42	5	1
Herbst	15	3	2	9	11	13	10	32	5	1
Jahr	11	3	2	9	10	12	11	36	4	1

Die Windstärke, geschätzt nach Beaufortskala, gemessen mit Anemometer, in engl. Meilen pro Stunde, beträgt in den Monatsmitteln:

Mittlere Windstärke.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Beaufort	1.1	1.8	2.3	1.7	2.2	1.7	2.4	2.0	1.7	2.0	1.7	1.3	1.8
Meilen	8.8	15.1	19.2	—	—	13.4	15.9	15.5	11.6	14.6	11.7	9.0	(13.5)
Max.	43.5	50.2	60.5	—	—	51.9	62.3	66.5	50.4	69.8	53.7	38.5	69.8 (23)

Der tägliche Gang der Windstärke zeigt zwei Maxima. Die Mittel nach dem Anemometer sind bloß aus 10 Monaten berechnet. Ich habe Mittel für zweistündige Intervalle gebildet nach dem Schema $(a + b + c) : 3$:

Mitt.	2	4	6	8	10	Mittag	2	4	6	8	10	Mitt.
		10 Monate. Engl. Meilen pro Stunde (ohne April und Mai).										
13.0	13.3	12.9	12.4*	12.8	13.0	13.2	13.2	12.8	12.5*	12.6	12.8	12.8
		12 Monate. Beaufortskala.										
1.73	1.77	1.85	1.94	1.85	1.73	1.76	1.77	1.70	1.67	1.67	1.66*	1.76

Es machen sich zwei Maxima bemerkbar, das eine am frühen Vormittag, das andere am Nachmittag, das in den 12 Monatsmitteln nur schwach hervortritt.

Maxima am Solarthermometer. Das Jahresmittel des Solarmaximums ist 26.3° C, der mittlere Exzeß über das Maximum der Lufttemperatur im Schatten beträgt 29.1° C. Im November und Dezember war das mittlere Maximum 51.9°, der mittlere Exzeß über die Schattenlufttemperatur 33.5°. Das höchste Maximum hatte der 23. Dezember mit 70.8°. Der Frühling hatte den größten Exzeß der Temperatur am Solarthermometer, der Winter natürlich den kleinsten. Es wurde häufig beobachtet, daß die hohen Maxima der Sonnentemperatur im Frühling und Sommer vor dem Mittag eintraten, während in den meisten Fällen das Schattenmaximum nach Mittag eintrat.

Bewölkung. Ein täglicher Gang der Bewölkung ist nur im Frühjahr gut ausgesprochen mit einem Minimum bei Nacht 7.3 und einem Maximum um 1ᵖ mit 8.6 (Mittel 7.8). Sonst sind die Minima bei Nacht und Maxima bei Tage nur wenig ausgesprochen. Jahr Minimum 2ª und 3ª 7.9, Maximum bei Tage gleichförmig 8.2 bis 8.4 (8 und 9ʰ 8.4, 11 bis 12ʰ 8.2, 1 bis 5ʰ 8.3 bis 8.4).

Über die Niederschläge gibt die Tabelle Auskunft. Die gemessene Niederschlagsmenge vom 18. November 1903 bis Dezember 1904 ergaben 267 mm Niederschlagshöhe pro Jahr, Mossman meint aber, daß wegen der Messungsverluste die jährliche Niederschlagsmenge 38 bis 43 cm betragen dürfte, wovon auf den Sommer 40 Proz. entfallen.

Digitized by Google

Blitze wurden zweimal beobachtet im September 1904, aber kein Donner gehört.

Föhnerscheinungen traten ein bei NW-Winden, nach welcher Richtung eine beträchtliche Area von Hochland sich befand. Sowohl um die Mitte des Winters wie des Sommers zeigten die NW-Winde zuweilen hohe Wärme. Am 31. Mai 1903 stieg die Schattentemperatur um 1P 15 auf 8.2 und am 11. Februar 1904 auf 8.6°. Luftdruck, Temperatur und Wind waren:

11. Februar 1904	3	4	5P
Luftdruck	741.3	741.7	741.8
Temperatur	7.7	8.1	8.3
Wind	NW	NW	NNW

Die „Scotia" befand sich an diesem Tage unter 55.6° S, also 5° nördlicher, die Temperatur war aber niedriger, im Maximum 6.1° bei WNW.

Auch Temperaturinversionen kamen zur Beobachtung.

Windrosen. Im Mittel der sieben Monate April-Oktober 1903 ergaben sich folgende Mittelwerte der meteorologischen Elemente für die acht Windrichtungen (im Original finden sich auch die Mittel für die einzelnen Monate):

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen	Mittel
Luftdruck . .	744.5	40.9	42.0	41.6*	41.1	43.7	41.1	43.7	45.4	43.2
Temperatur .	— 3.9	— 5.3	— 13.3	— 14.7	— 14.9*	— 13.7	— 4.5	— 2.8	— 11.7	— 8.0
Bewölkung . .	9.1	9.5	6.6	7.2	6.5	6.3*	7.0	8.6	5.7	7.6
Windstärke .	2.49	1.58	1.21*	1.31	1.28	1.42	1.94	2.75	0.00	1.95

Der Temperaturunterschied der Winde ist enorm groß, der W-Wind bringt — 2.8, der S-Wind — 14.9, Differenz 12.1°! Auch der Einfluß auf die Bewölkung ist sehr groß, NE 9.5, SW 6.3 mittlere Bewölkung; der stärkste Wind ist der NW (und N), die schwächsten sind die E- und S-Winde; also ganz verschieden von dem Verhalten weiter im S[1]). Nur zu Zeiten, wenn die See im S sich mit Eis bedeckt, kommen auch die Süd-Orkneys unter den Einfluß der Polarantizyklonen und die Depressionen schlagen eine nördlichere Bahn ein.

Visibilität. Geschätzte Durchsichtigkeit der Luft nach der Skala 0 bis 12 englische Meilen. Mittelwerte:

1903/04	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	Mittel
	3.3	3.3	3.9	4.5	5.0	5.8	7.6	7.0	8.4	7.8	5.8

Größtes Tagesmittel 12.0 (6. September und 3. und 4. Januar), kleinstes 0.6 in Juli und August.

Es wird auch die tägliche Variation der Durchsichtigkeit berechnet. Das Maximum entfällt auf 1A und 7P mit 7.48 und 7.18, das Minimum auf Mitternacht mit 3.82.

Luftfeuchtigkeit. Der tägliche Gang ist sehr schwach ausgesprochen und bietet demnach nichts Bemerkenswertes. Die relative Feuchtigkeit schwankt selbst im Sommer nur zwischen 84.0 Proz. um 3P und 86.9 Proz. um Mitternacht, im Jahresmittel sind die Extreme 84.2 Proz. Mittag und 86 Proz. Mitternacht.

Richtung des oberen Wolkenzuges. Im Mittel des Jahres verteilen sich die Beobachtungen folgendermaßen auf die acht Hauptrichtungen:

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
3	1	0	0	7	26	46	46

Die mittlere Richtung ist demnach WNW, nur im Winter mehr WSW.

Wir verweisen in bezug auf die Beobachtungsergebnisse der schottischen Expedition auf den Süd-Orkneys auch noch auf diese Zeitschrift 1905, S. 510.

---

[1]) Siehe Scottish Geogr. Mag., May 1906, S. 257 und diese Zeitschrift.

Digitized by Google

Nachdem das vorausgehende Referat schon einige Zeit abgeschlossen vorlag, erhielten wir von Herrn R. C. Mossman den Artikel: „The South Orkneys in 1907“ [1]) zugesendet, in welchem die neuesten Ergebnisse der unter den Auspizien des Argentinischen Meteorologischen Amtes fortgesetzten meteorologischen Beobachtungen auf Laurie Island, sowie auch jene auf Süd-Georgien enthalten sind. Wir teilen im nachfolgenden den wichtigsten Inhalt dieses Artikels mit und vereinigen uns mit Mossman, Herrn Direktor Walter G. David besonderen Dank auszusprechen für seine so wirksame Förderung der Meteorologie der südlichen Zirkumpolarregion. Herr Mossman ist auch in der Lage, nun für Süd-Orkney schon fünfjährige und für Süd-Georgien vierjährige Mittelwerte der wichtigsten meteorologischen Elemente mitzuteilen, die einen gewaltigen Fortschritt für die Kenntnis der Meteorologie dieser Gegenden bedeuten.

Der Artikel enthält auch zwei Abbildungen der neueren meteorologischen Station auf den Süd-Orkneys. Vorstand der Station ist Herr Angus Rankine, unseren Lesern vom Ben Nevis her bekannt. Herr Rankine und seine Kollegen verließen Buenos Aires am 13. Dezember 1906, die Süd-Orkneys kamen in Sicht am 23. Dezember, des dichten Packeises halber, welches die Inseln noch umgab (unter bloß 60.7°! noch im ersten Sommermonat), konnte eine Landung erst am 26. Dezember stattfinden. Das Eis der Scotiabai war in diesem Jahre nicht aufgebrochen, so daß die Vorräte von Kohlen und Provision für das nächste Jahr auf eine Distanz von 2 engl. Meilen über das Eis transportiert werden mußten.

Die stündlichen Aufzeichnungen waren das ganze Jahr hindurch ununterbrochen fortgesetzt worden und liegen schon reduziert vor. Rankine hat Wolkenhöhenbeobachtungen neu eingeführt und eine verbesserte Methode der Messung der Niederschläge. Herr Paulsen hat die magnetischen Beobachtungen vollständig fortgeführt. Man ersieht aus der folgenden Tabelle, daß die Monate Januar bis Juli 1907 sehr mild oder nahe normal waren in bezug auf Temperatur, der August aber war bei ganz ungewöhnlich hohem Barometerstande sehr kalt: Abweichung des August -12.5° F $= -6.9^{\circ}$ C; Mittel 2.0° F $= 16.7^{\circ}$ C; Minimum -31.0° F $= -35^{\circ}$ C. Am 26. Juli trat ein ganz ungewöhnliches Barometermaximum ein: 774.3 mm, der höchste bisher auf den Süd-Orkneys beobachtete Luftdruck. Die mittlere Temperatur des August vom 3. bis 12. betrug -26.0° C, d. i. 16.3° unter dem Augustmittel. Es ist bemerkenswert, daß der Luftdruck im August auf den Süd-Orkneys fast um 3 m höher war als in Süd-Georgien, $6^1/_2{}^{\circ}$ oder rund 650 km nördlicher, was eine Umkehrung des gewöhnlichen Luftdruckgradienten bedeutet. Ende Juli und in den ersten drei Wochen des August erstreckte sich die antarktische Antizyklone weit nach Norden über die Süd-Orkneys hinaus. Die argentinischen Wetterkarten zeigen, daß während dieser vier Wochen ein permanentes Barometerminimum unter 42° S und 72° W sich befand, der Luftdruck nahm von da nach N und S zu. Die nördliche Area hohen Druckes hielt sich zwischen 30 und 35° S, und die Sturmzentren, welche gewöhnlich südlich von Kap Horn vorübergehen, nahmen eine nördliche Bahn infolge des Hochdruckes im Süden.

Herr Mossman macht darauf aufmerksam, daß die Monate Juni-August 1907 in beiden Hemisphären zwischen 20° E und 100° W ($^1/_8$ des Umfanges der Erde) zu kalt waren, wenigstens zwischen 60° N und 60° S, und fordert dazu auf, diese interessante Anomalie näher zu untersuchen.

---

[1]) The Scottish Geogr. Mag., July 1908.

Digitized by Google

Das Eis um die Orkneys brach im Sommer 1907/08 sehr spät auf, erst am 18. Januar 1908.

Die argentinische Regierung verdient alle Anerkennung für die Dienste, die sie durch die Erhaltung der meteorologischen Station auf den Orkneys der Wissenschaft leistet, die Station kostet ihr jährlich 4500 £. Die Station auf Wandel-Insel in 65° S, die Charcot im Jahre 1904 inne hatte, wird im nächsten Sommer gleichfalls von der argentinischen Regierung wieder besetzt. Die dringendste Sache wäre nun, sagt Mossman, eine ein- bis zweijährige Beobachtungsreihe an einer kontinentalen Station zwischen 70 und 74° S und zwischen den Meridianen 40 bis 70° W. Durch eine derartige Station würden die Beobachtungen auf den Süd-Orkneys erst ihren vollen Wert für die antarktische Meteorologie erhalten.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf Laurie Island, Süd-Orkneys (60° 44′ S, 44° 39′ W), 1907 und Mittelwerte.

	Luftdruck[1])				Temperatur					Bewölkung		Relative	Niederschlag	Wind		Sonnenschein
	Mittel		Absol.		Mittel		Absol.			Mittel		Feuchtigkeit	Dauer in Stdn.	Richtung	Gesch. mps	in Stunden
	1907	1903/07	Max.	Min.	1907	1903/07	Max.	Min.	Diff.	1907	1903/07					
Januar	738.2	743.0	747.5	723.9	0.4	0.1	5.0	− 4.0	9.0	9.4	9.4	84	189	WSW	3.7	62
Februar	44.1	41.8	54.2	29.1	1.4	0.1	8.8	− 2.5	11.3	9.4	9.2	85	175	W	4.7	61
März	40.2	40.6	58.7	19.4	0.1	− 0.5	6.5	− 5.4	11.9	9.3	9.2	84	237	W	5.3	32
April	43.9	43.6	62.6	20.9	− 0.9	− 3.4	5.5	− 7.6	13.1	8.5	8.6	83	171	W,S	5.1	59
Mai	37.4	42.7	58.4	20.2	− 4.4	− 7.9	2.9	− 17.0	19.9	9.4	8.0	91	365	W,S	6.0	6
Juni	43.4	45.5	63.1	26.1	− 11.3	− 11.3	3.3	− 32.8	36.1	8.4	7.4	90	278	W,S	5.5	2
Juli	48.6	46.7	74.2	20.2	− 12.1	− 12.6	1.7	− 33.9	35.6	8.0	7.3	93	228	SW,W	4.0	15
August	55.5	47.1	68.9	25.8	− 16.7	− 9.7	0.3	− 35.0	35.3	6.8	7.6	93	160	SW	5.5	62
Septbr.	46.1	44.2	71.9	19.7	− 7.9	− 7.2	2.0	− 29.6	31.6	8.0	7.8	95	264	WSW	5.5	85
Oktober	46.5	44.8	61.4	24.7	− 4.7	− 4.4	5.3	− 18.4	23.7	9.0	8.8	93	220	W	5.7	67
Novbr.	38.8	42.2	55.2	18.0	− 1.8	− 1.3	4.9	− 13.1	18.0	9.5	9.1	90	318	W	4.4	49
Dezemb.	46.3	44.0	58.7	32.7	− 1.4	− 0.9	4.5	− 6.5	11.0	9.7	9.2	89	211	SW,S	4.1	63
Jahr	744.1	743.8	774.2	718.0	− 4.9	− 4.9	8.8	− 35.0	43.8	8.8	8.5	89	2347	S,W	5.0	563

Süd-Georgia 1907 (54° 14′ S, 36° 33′ W).

	Luftdruck Mittel		Temperatur Mittel		Bewölkung Mittel	
	1907	4 Jahre	1907	4 Jahre	1907	4 Jahre
Januar	740.2	744.8	6.9	5.4	6.7	7.3
Februar	48.4	45.9	8.0	5.6	6.9	6.7
März	47.1	46.0	5.6	4.3	6.2	7.0
April	47.6	46.1	2.7	1.9	6.3	7.0
Mai	41.0	45.5	2.7	0.3	6.9	7.0
Juni	45.6	48.1	— 0.9	— 1.4	6.5	6.8
Juli	50.5	49.0	— 1.7	— 2.1	5.7	6.4
August	52.6	50.2	— 5.0	— 1.2	5.7	6.0
September	50.5	50.1	— 1.7	0.3	6.8	6.2
Oktober	53.5	47.1	0.6	1.4	7.4	7.3
November	42.9	44.0	2.8	3.2	7.4	7.2
Dezember	44.6	44.8	2.8	4.3	7.6	6.8
Jahr	747.0	746.8	1.9	1.8	6.7	6.8

Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen auf den Falkland-Inseln, Kap Pembroke. Luftdruck 1903 bis 1905, Temperatur 1903 und 1904.

Da man von der Nützlichkeit einer Vergleichsstation auf den Falkland-Inseln überzeugt war, wurde auf dem Kap Pembroke-Leuchtturm eine meteorologische Station errichtet. Durch die Kooperation mit Dr. W. N. Shaw erhielt das meteorologische Amt eine komplette Liste von sechs täglichen Beobachtungen, welche in dem vorliegenden Werke in extenso abgedruckt worden sind. Bei dem Besuch von Stanleyhafen durch die „Scotia“ wurde die Station inspiziert. Ein Richardbarograph wurde drei Jahre hindurch in Tätigkeit erhalten. Die Luftdruckbeobachtungen sind auf

[1]) Meeresniveau und auf 45° Breite reduziert.

Digitized by Google

das Meeresniveau reduziert, aber ohne Schwerekorrektion, welche +0.46 mm beträgt.

Luftdruck. Die absoluten Luftdruckextreme waren 772.9 mm am 5. September 1903 und 720.2 mm am 2. Januar 1904, was eine absolute Schwankung von 52.7 mm ergibt.

Den täglichen Gang des Luftdruckes im Mittel der drei Jahrgänge findet man nach den vier Jahreszeiten in folgender Tabelle übersichtlich zur Darstellung gebracht. In betreff der Monatsmittel müssen wir auf das vorliegende Werk S. 286 verweisen. Zweijährige Mittel haben wir schon 1906, S. 451 für das Winter- und Sommerhalbjahr mitgeteilt.

Falkland-Inseln. Täglicher Gang des Luftdruckes.

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
Mitternacht	.36	.28	.05	.10	.20
1a	.23	.15	.02	.05	.13
2	.13	.02	.00	—.02	.02
3	.03	.00	—.05	—.10	—.02
4	.00	.02	—.02	—.20	—.05
5	—.03	.08	.00	—.23	—.05
6	.03	.15	.05	—.15	.02
7	.04	.15	.13	—.08	.05
8	.03	.10	.15	.00	.08
9	—.07	—.02	.18	.13	.05
10	—.14	—.08	.13	.18	.02
11	—.27	—.15	.02	.15	—.05
Mittag	—.35	—.23	—.08	.02	—.15
1p	—.42	—.28	—.18	—.13	—.25
2	—.45	—.30	—.23	—.25	—.33
3	—.42	—.31	—.23	—.23	—.28
4	—.35	—.30	—.18	—.10	—.23
5	—.19	—.25	—.08	.00	—.13
6	.00	—.13	.00	.10	.00
7	.18	.00	.05	.15	.10
8	.33	.15	.08	.20	.20
9	.43	.28	.08	.18	.23
10	.46	.33	.10	.15	.25
11	.41	.33	.05	.13	.23
Mittel	.22	.17	.09	0.13	0.13

Man sieht, daß im Frühling und Sommer der tägliche Gang des Luftdruckes hauptsächlich auf einer ganztägigen Schwankung beruht, die zwischen 9a und 1a verläuft. Die Änderungen in den folgenden frühen Morgenstunden sind dann geringfügig. Im Herbst und namentlich im Winter kommt eine halbtägige Periode deutlich zur Geltung. Ohne eingehendere Analyse läßt sich aber die Gesetzmäßigkeit dieser Luftdruckschwankungen nicht beurteilen. Ich habe deshalb den täglichen Gang durch Sinusreihen dargestellt, die einen sehr typischen Verlauf zeigen. Im Frühling und Sommer ist die ganztägige Schwankung weitaus vorwiegend mit einem Maximum um 1a und einem Minimum um 1p. Im Herbst und Winter dagegen verschwindet die ganztägige Schwankung beinahe, die halbtägige hat eine zweimal größere Amplitude, die Phasenzeiten sind $3^1/_2{}^a$ morgens Maximum und $3^1/_2{}^p$ Minimum.

Sehr bemerkenswert ist, daß dagegen die halbtägige Schwankung nach den Jahreszeiten nur geringen Änderungen unterliegt.

Gleichungen des täglichen Ganges.

	p_1	q_1	p_2	q_2
Frühling	+.341	+.033	—.006	—.192
Sommer	+.224	+.077	+.076	—.152
Herbst	+.052	+.064	+.022	—.130
Winter	+.048	+.059	+.047	—.160
Mittel.				
Frühling und Sommer	+.282	+.055	+.035	—.172
Herbst und Winter	+.050	+.061	+.013	—.145
Jahr	+.166	+.058	+.024	—.158

Digitized by Google

In anderer Form.

Frühling	$0.342 \sin (84.5 + x) + 0.192 \sin (181.6 + 2x)$
Sommer	$0.237 \sin (71.0 + x) + 0.169 \sin (153.3 + 2x)$
Herbst	$0.082 \sin (39.1 + x) + 0.132 \sin (189.6 + 2x)$
Winter	$0.076 \sin (39.1 + x) + 0.167 \sin (163.6 + 2x)$
Frühling und Sommer	$0.287 \sin (78.9 + x) + 0.175 \sin (168.5 + 2x)$
Herbst und Winter	$0.080 \sin (39.1 + x) + 0.146 \sin (174.9 + 2x)$
Jahr	$0.176 \sin (70.8 + x) + 0.160 \sin (171.4 + 2x)$

Temperatur. Die mittlere Jahrestemperatur 16.5 m über der Meeresfläche zu Kap Pembroke stellte sich zu 5.8° heraus, Februar 9.3°, Juli 1.9°. Die absoluten Extreme waren in beiden Jahren sonderbarerweise dieselben: 17.2 und —4.4°, mittlere absolute Jahresschwankung nur 21.6°. Nach den vierstündigen Beobachtungen waren die mittleren täglichen Extreme:

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
Minimum, 4^a	4.1°	7.2°	5.3°	2.6°	4.7°
Maximum Mittag	6.7	10.2	7.6	3.3	7.1
Differenzen	2.6	3.0	2.3	0.7	2.4

Bewölkung. Die Bewölkung ist sehr groß. Der tägliche Gang im Mittel der sechs täglichen Beobachtungen tritt in folgenden Zahlen für das Jahresmittel zutage:

Mittlere Bewölkung.

4^a	8^a	Mittag	4^p	8^p	Mitternacht	Mittel
6.9	7.3	7.4	7.5	6.7	6.5	7.1

Die relative Dauer des Sonnenscheins beträgt im Frühling 37, im Sommer 34, im Herbst 33 und im Winter 29 Proz., November hat 41, Mai nur 24 Proz., sonnenlose Tage hat das Frühjahr 9.5, der Sommer 5, der Herbst 15, der Winter 27.5, das Jahr 57. Den meisten Sonnenschein haben die Tage mit N-, NW- und W-Winden, S, SW, SE und NE bringen den größten Ausfall an Sonnenscheinstunden.

Winde. Die relative Häufigkeit der Winde in Prozenten ersieht man aus der folgenden kleinen Tabelle:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
Frühling	21	13	2	1	4	13	22	24	0
Sommer	25	11	5	4	5	18	21	21	0
Herbst	20	7	1	2	5	12	24	29	0
Winter	22	9	2	2	6	10	23	26	0
Jahr	19	10	3	2	5	13	23	25	0

Die E-Winde sind nur im Sommer etwas häufiger, sonst sehr selten, die NE-Winde erreichen im Frühjahr ihre größte Häufigkeit.

Herr Mossman gibt eine Tabelle der Häufigkeit der Winde zu den verschiedenen Tagesstunden nach den Jahreszeiten und im Jahresmittel. Nur diese letzteren Mittel mögen hier stehen:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
4^a	20	8*	3	1	5	10	25	28
8^a	20	10	3	2	5	12	22	26
Mittag	18	13	2	3	4*	16	21*	23*
4^p	17*	11	3	3	4*	16	22	23
4^p	20	9	2	2	6	13	24	24
Mitternacht	21	9	3	1	5	10	22	29

Mossman bemerkt, daß der Wind eine Tendenz zeigt, sich mit der Sonne zu drehen (to veer) in den Vormittagsstunden und wieder zurückzugehen in den Nachmittagsstunden (im Sinne der südlichen Halbkugel). Der Leuchtturm auf Kap Pembroke liegt auf dem östlichen Ende einer schmalen Halbinsel, die von W nach E verläuft und ganz mit Sanddünen bedeckt ist, deren tägliche Erwärmung wohl auch die Winddrehung beeinflussen mag.

Digitized by Google

Der tägliche Gang der Windstärke ist auf den Falkland-Inseln wenig hervortretend. Die kleinste Windstärke herrscht (im Jahresmittel) um 4^a mit 4.2 (Beaufort), die größte um Mittag mit 4.6 (Mittel 4.4). Im Frühjahr sind die Extreme am größten: 4.1 um 4^a und 4.9 um 4^p, im Winter am kleinsten: 4.1 und 4.3. Fast alle Stürme kommen mit W-Winden, namentlich mit SW. Von den Sturmstunden entfallen 28 Proz. auf das Frühjahr, 29 auf den Sommer, 22 auf den Herbst und 21 auf den Winter.

Nebeltage hat das Jahr durchschnittlich 36, Gewitter gab es am 30. März und 27. April 1903 und am 9. Januar 1904, Blitze allein wurden beobachtet am 3. April 1903 und 3. Februar 1904.

Meteorologische Windrosen. Die mittleren Werte einiger meteorologischen Elemente wurden für jede der acht Windrichtungen berechnet. Wir beschränken uns hier auf die Mitteilung der Abweichungen vom Jahresmittel:

Windrichtung . .	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Luftdruck	1.14	1.70	1.52	2.46	0.66	— 1.27	— 1.57	— 0.05 mm
Temperatur . . .	0.7	0.7	0.2	0.6	— 1.4	— 0.9	— 1.1	0.2° C
Windstärke . . .	0.0	0.2	— 0.1	— 0.7	— 0.3	0.7	0.2	— 0.1 Beaufort
Bewölkung	0.7	1.3	1.2	1.0	0.9	0.5	— 0.9	— 0.8 (1—10)

Die N- und E-Winde wehen bei hohem Druck, die W-Winde bei niedrigem Druck; die S-, SW- und W-Winde sind kalte Winde, die N- und NE-Winde warme, NE und E bringen die größte Trübung des Himmels (8.0 und 7.9), NW und W die kleinste (5.9 und 5.8).

Kap Pembroke, Falkland-Inseln (51° 41′ S, 57° 42′ W, 16.5 m).

	Luftdruck[1] 1903	1904	1905	Mittel	Monatsschwankg. 1903	1904	Wahre Temperaturmittel 1903	1904	Absolute Extreme 1903		1904		Sonnenschein Mittel Stdn.	Proz.
Januar . .	749.8	51.0	50.4	50.4	26.8	40.7	8.7	9.7	14.4	5.0	16.1	4.4	160	33
Februar .	47.3	52.1	47.3	48.9	34.5	36.5	8.7	9.9	17.2	2.2	17.2	2.8	158	39
März. . .	44.3	48.8	52.0	48.4	31.7	24.7	7.5	8.7	13.9	1.7	14.4	2.8	153	40
April . .	52.5	55.0	51.7	53.1	35.7	27.9	6.4	6.8	13.3	0.6	12.2	1.1	99	32
Mai . . .	52.5	53.7	53.4	53.2	40.8	34.8	5.1	3.5	9.4	— 1.1	10.0	— 3.3	67	25
Juni . . .	49.3	53.1	43.2	48.5	31.8	32.4	3.8	4.2	8.3	— 1.1	7.8	— 2.8	54	24
Juli . . .	56.6	52.8	52.4	53.9	17.6	39.9	2.8	1.0	7.8	— 4.4	6.1	— 4.4	65	26
August .	55.7	52.0	46.9	51.5	23.3	31.5	2.9	3.2	7.2	— 3.9	7.8	0.6	104	35
September	55.2	46.9	51.8	51.3	26.1	38.9	3.9	4.1	8.3	— 2.2	10.6	0.6	115	33
Oktober .	58.4	51.7	50.5	53.5	23.5	35.9	3.1	4.4	13.3	0.6	12.2	— 0.6	149	36
November	56.4	51.1	52.7	53.4	23.2	34.5	7.3	6.9	13.3	2.2	15.0	2.2	186	41
Dezember	55.2	53.8	51.0	53.3	24.1	23.0	8.2	7.4	16.1	1.1	14.4	3.9	164	32
Jahr . . .	52.7	51.8	50.3	51.6	44.7	50.2	5.9	5.8	17.2	— 4.4	17.2	— 4.4	1474	34

	Bewlk.[2] 1903	Sonnensch. Stdn. 1903	Bewlk. 1904	Sonnenschein 1904	Heitere Tage <2 1903	Trübe Tage >8 1903	Heitere Tage <2 1904	Trübe Tage >8 1904	Sonnenlose Tage 1903	1904	Nebeltage 1903	1904	Mittlere Windstärke (0—12) 1903	1904
Januar . .	7.1	(160)	7.4	160	0	7	0	11	(3)	0	8	6	4.5	4.5
Februar .	6.5	152	6.7	165	0	3	0	6	1	3	1	2	4.4	4.2
März. . .	6.4	171	6.8	134	0	3	0	6	1	2	1	1	5.0	4.3
April . .	6.8	110	7.6	88	0	9	1	14	7	5	3	6	4.3	4.2
Mai . . .	6.3	89	8.1	45	0	6	0	17	4	11	0	1	4.4	4.4
Juni . . .	7.0	59	8.1	50	0	12	0	17	8	13	5	7	4.0	4.1
Juli . . .	6.8	65	6.8	65	0	5	0	6	8	11	3	1	4.2	4.1
August. .	7.0	110	7.4	97	0	9	0	12	8	7	0	5	4.1	4.5
September	6.7	131	8.0	98	0	9	0	13	5	5	4	5	4.3	4.5
Oktober .	6.4	155	6.8	144	0	5	0	4	3	1	5	0	3.7	4.5
November	6.2	184	7.0	189	0	5	0	10	3	2	1	2	4.5	4.7
Dezember	7.0	188	8.1	140	1	7	0	19	1	2	3	1	4.7	4.3
Jahr . . .	6.7	1574	7.4	1375	1	80	1	135	52	62	34	37	4.3	4.4

[1]) Meeresniveau ohne Schwerekorrektion.
[2]) Mittel 4, 8, 12^a, 4, 8, 12^p.

Digitized by Google

Herr Mossman macht darauf aufmerksam, daß im Dezember 1904 das Packeis nicht bloß die Süd-Orkneys selbst blockierte, sondern sich auch bis 250 engl. Meilen nach NW erstreckte. In diesem Monat (Dezember 1904) war die Temperatur der Falkland-Inseln um mehr als 0.8° niedriger als 1903, wo kein Eis bei den Süd-Orkneys sich befand, die Bewölkung war 1904 größer (8.1 gegen 7.0 1903), die Sonnenscheindauer geringer (28 Proz. statt 37 Proz. 1903).

Man findet auch die Meerestemperatur des südlichen Atlantischen Ozeans und der Weddell-See nach den Beobachtungen während der zwei Fahrten der „Scotia" zusammengestellt. Zwischen 68.6° S und 74° S hielt sich die Meerestemperatur in den Grenzen zwischen —1.3 und —1.7°, schwankte demnach sehr wenig.

Die Diskussion der meteorologischen Beobachtungen schließt mit Bemerkungen über die Meteorologie der Weddell-See, denen wir in größter Kürze noch das Folgende entnehmen.

Man kann im allgemeinen sagen, daß unter 45° W an allen Orten südlich von 60° S ein kontinentales Klima herrscht infolge der Eisbedeckung des Ozeans. Die Region in der Nähe des offenen Meeres dagegen ist der Schauplatz reger zyklonischer Aktivität und großer Witterungsänderungen, je nachdem die Depressionen im N oder im S vorüberziehen. So war im Winter 1903 offene See bei den Orkneys, das Wetter war stürmisch, aber mild und variabel, im Winter 1904 jedoch erstreckte sich das Packeis noch über 200 engl. Meilen nach N von den Orkneys, das Wetter war kalt und im allgemeinen klar bei hohem Barometerstande. Der Luftdruck scheint unter 65° S im W von Grahamsland höher zu sein als ostwärts, was anzudeuten scheint, daß Grahamsland, Alexanderland und das durch die seichte See in der Nähe der Belgicadrift angedeutete noch unbekannte Land einen Teil des antarktischen Kontinents bildet und daß die antarktische Antizyklone nicht weit entfernt ist.

Die Temperaturbeobachtungen zeigen, daß eine kalte Area im E von Grahamsland liegt, der Snow Hill (64.4° S, 57° W) hat im Mittel von zwei Jahren bloß —11,8°, während Port Charcot (65° S, 64° W) —9.7° und die Region der Belgica (70.5° S, 90° W) —9.6° hat. Bei den Süd-Orkneys (61° S, 44° W) ist das Mittel etwa —5.6°, während Süd-Georgien (54.5° S, 36° W) 1.7° hat. Die Isothermen müssen sich daher in diesen Regionen sehr drängen. Das bezieht sich auf die Area zwischen 55 und 65° S und 90 bis 20° W, in welcher die Isothermen etwa von ESE nach WNW verlaufen dürften. Sie biegen beträchtlich nach S zwischen 54 und 58° S und 45 und 60° W, wo die Meerestemperatur rasch sinkt. Je weiter wir nach E gehen, desto weiter nach N dringt der antarktische Strom vor, bis unter 10° W das polare Wasser mindestens die Area bis 55° S einnimmt und die Isobaren nach N drängt.

Es wurde oben erwähnt, daß, wie Neumayer schon 1872 angenommen hat, die „braven W-Winde", oder besser die NW-Winde, bis mindestens 62° S in der Weddell-See vorherrschen, während das E-Windsystem in höheren südlichen Breiten angetroffen wird, nach dem Passieren einer Zone mit variablen Winden, deren Position durch die Nähe des antarktischen Kontinents bestimmt wird. An der arktischen Station der „Gauss" (66° S, 89,6° E) entfallen 73 Proz. aller Winde auf E, während der Sommerfahrt der „Valdivia" wurde das W-Windsystem schon in 56° S unter 20° E verlassen und E-Winde herrschten vor bis 65° S zwischen 20 und 60° E. Auf der Rückreise wurden die W-Winde abermals unter 55° S angetroffen. Auf den Sommerfahrten der „Scotia" wehten E-Winde mit zunehmender Häufigkeit und Stärke im S des Polarkreises, so daß wenig Zweifel darüber herrschen kann,

Digitized by Google

daß die antarktische Antizyklone sich um so weiter nach N erstreckt, je weiter wir nach E gehen, dabei aber jahreszeitlichen Schwankungen unterliegt. Dies hat auch Supan angenommen.

In der Gegend von Grahamsland verschwindet das W-Windsystem schon in verhältnismäßig niedrigen Breiten, so daß diese Gegend südlich von 64° S wahrscheinlich schon unter dem Einflusse der Südpolar-Antizyklone liegt.

Die folgende kleine Tabelle zeigt die mittlere jährliche Häufigkeit der acht Hauptwindrichtungen an verschiedenen Orten:

Ort	Südl. Br.	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
Belgica	70.5	8	13	15	11	7	10	15	10	11
Port Charcot	65.0	7	24	4	4	32	12	1	2	14
Snow Hill	64.4	3	12	5	2	15	38	6	1	18
Süd-Orkneys	60.7	11	3	2	9	9	13	11	36	6
Süd-Georgien	54.5	13	6	6	6	5	17	31	16	0
Staten Island	54.7	11	4	1	7	15	16	15	25	6
Kap Pembroke	51.7	19	10	3	2	5	13	23	25	0

In der Region der Belgicadrift herrschte keine Windrichtung besonders vor, in Port Charcot und Snow Hill gab es viel S- und SW-Winde mit einem zweiten Maximum bei NE. Die Windstillen nehmen nach S hin zu.

Wir schließen diese kurzen Auszüge aus dem reichen Inhalt des vorliegenden Werkes mit einem Hinweis auf die zahlreichen schönen Illustrationen, bestehend aus photographischen Ansichten, Karten und sehr instruktiven farbigen Diagrammen, welche besonders die täglichen Variationen der meteorologischen Elemente in überraschend klarer Weise zur Darstellung bringen.

Gesetze und Theorien der Strahlung[1]).

Von W. Wien, Würzburg.

Die Frage der Entstehung und der Gesetze der Lichtstrahlung ist ihrer Natur nach eine der wichtigsten der physikalischen Forschung; nicht nur deshalb, weil das lichtempfindende Auge unser wichtigstes Sinnesorgan ist, sondern auch besonders weil wir bei der Erforschung der Erzeugung des Lichtes immer tiefer in die Elemente aller Materie hineingeführt werden, hineingeführt im wahren Sinne des Wortes, denn wir können eine Antwort auf unsere Frage nur hoffen, wenn wir etwas über den inneren Ausbau der chemischen Bausteine der Materie, der Atome, erfahren.

Vom Standpunkte des Physikers verstehen wir allerdings unter Licht nicht nur den engen Bereich, der für das Auge fühlbar ist, sondern wir betrachten gleichzeitig alle Strahlen von den Röntgenstrahlen an bis zu den längsten Wellen der Wärmestrahlung, ja unter Umständen darüber hinaus bis zu den Wellen der elektrischen Schwingungen und der Wechselströme.

In einer Beziehung sind alle diese Strahlungsarten gleichartig, es sind elektromagnetische Wellen, deren Energie zur Hälfte elektrisch, zur Hälfte magnetisch ist und die sich im leeren Raum mit derselben Geschwindigkeit, der des Lichtes, fortpflanzen. Aber wir können gleich zwei wesentliche Gruppen voneinander trennen, die elektromagnetischen Wellen, welche durch molekulare und atomistische Vorgänge

---

[1]) Sitzungsbericht der Physikal.-med. Gesellschaft zu Würzburg, Jahrg. 1907. Mit Genehmigung des Verfassers und einigen Zusätzen desselben.

Digitized by Google

hervorgerufen werden und solche, deren Wellenlänge durch makroskopische Verhältnisse, wie Kapazität von Kondensatoren und Selbstinduktion von Leitern, bestimmt werden.

Wir werden uns hier nur mit den ersteren beschäftigen. Die Möglichkeit, sich vom Standpunkte der elektromagnetischen Lichttheorie aus bestimmte Vorstellungen über die Erzeugung des Lichtes zu bilden, war erst möglich, als man die Hypothese allgemein durchführte, daß die Atome und Moleküle der Körper untrennbar mit gewissen elektrischen Ladungen verbunden sind. Die Bewegungen und Schwingungen solcher Ladungen mußten dann notwendigerweise zu elektrischen Schwingungen führen.

Nun haben wir aber nach der kinetischen Theorie der Wärme beständige Bewegungen der Atome und der mit ihnen verbundenen Ladungen, und die Aussendung elektromagnetischer Wellen von einem warmen Körper war daher nur eine unmittelbare Konsequenz dieser Vorstellungen. Hiernach muß ein großer Teil der Erzeugungsmöglichkeiten dieser Lichtstrahlung in dem Wärmeinhalt der Körper gesucht werden. Es ist nur eine besondere Art, wie sich die Wärmeenergie ausbreitet und wir müssen daher verlangen, daß die so erzeugte Lichtstrahlung den allgemeinen Gesetzen der Wärmelehre unterworfen sei.

Die Anwendung der Sätze der Thermodynamik hat denn auch eine Anzahl von Gesetzen ergeben, die sich als mit der Erfahrung in Übereinstimmung bewährt haben. Es ist dies vor allem der Satz, daß das Verhältnis vom Absorptions- zum Emissionsvermögen für alle Körper bei gleicher Temperatur dasselbe ist. Körper, die alle Strahlen vollkommen absorbieren, sogenannte schwarze Körper, kann es nach den optischen Reflexionsgesetzen nicht geben. Sie lassen sich aber dadurch realisieren, daß man einen Hohlraum mit einer kleinen Öffnung herstellt, so daß die durch die Öffnung hineingehende Strahlung sich im Innern des Hohlraumes verliert.

Infolgedessen muß auch aus der Öffnung eine Strahlenmenge herauskommen, die unabhängig ist von der Oberflächenbeschaffenheit der inneren Wände des Hohlraumes, und die weitere Folge ist die, daß in dem Hohlraum die Energie der hin und her gehenden Strahlen nur abhängig ist von der Temperatur des ganzen Hohlraumes.

Diese Strahlung muß man zu realisieren suchen, wenn man die allgemeinen, von der speziellen Beschaffenheit der Körper unabhängigen Eigenschaften der Strahlung kennen lernen will. Hierdurch wird man auch dazu geführt, von einer bestimmten Temperatur eines Lichtstrahles zu sprechen, die nur durch die Farbe und die Intensität bestimmt ist.

Weiter ist aus der elektromagnetischen Lichttheorie gefolgert worden, daß ein Druck von einem Lichtstrahl auf eine Fläche ausgeübt wird, auf die er fällt.

Aus diesem Lichtdruck läßt sich mit Hilfe idealer Prozesse ableiten, daß die Abhängigkeit der Strahlung von der Temperatur eine derartige sein muß, daß sie der vierten Potenz der absoluten Temperatur proportional ist, weil sonst der zweite Hauptsatz der Wärmetheorie verletzt sein würde [1]).

In ähnlicher Weise läßt sich mit Hilfe des Dopplerschen Prinzips (welches ausspricht, daß die Farbe von der Bewegung einer Lichtquelle abhängig sein muß)

---

[1]) Man kann aus diesem Strahlungsgesetz die Temperatur der Planeten unter der Voraussetzung berechnen, daß keine Eigenwärme vorhanden ist und die Ausstrahlung im Mittel nicht wesentlich durch die Atmosphäre beeinflußt wird. Es muß nämlich dann die von der Sonne her aufgenommene Wärme gleich der ausgestrahlten sein.

Digitized by Google

nachweisen, daß mit zunehmender Temperatur die Farben der kürzeren Wellenlängen verhältnismäßig stärker zunehmen müssen und zwar so, als ob alle Wellenlängen umgekehrt proportional der absoluten Temperatur sich verschieben würden. Eine Folge hiervon ist, daß man bei höheren Temperaturen einen verhältnismäßig größeren sichtbaren Teil der Strahlung erhält.

Diese Gesetze haben sich mit den Beobachtungen in Übereinstimmung befunden. Nicht in gleicher Weise von allgemeinen Prinzipien aus läßt sich die Verteilung der einzelnen Farben auf das Spektrum der Strahlung ableiten.

Obwohl, wie oben erwähnt, die Strahlung des schwarzen Körpers nur von der Temperatur, nicht von speziellen Eigenschaften abhängig ist, scheint es doch nicht möglich zu sein, die Verteilungsformel ohne spezielle Hypothesen über die Erregung der Strahlung abzuleiten.

Aus der Erfahrung ist bekannt, daß in der Strahlung eines schwarzen Körpers bei einer bestimmten Wellenlänge die Energie am größten ist, und nach beiden Seiten, sowohl nach den größeren wie nach den kleineren Wellenlängen hin, abnimmt. Ich will hier einen Versuch ausführen, aus dem Sie sehen können, wie derartige Messungen gemacht werden. Als Strahlungsquelle benutzen wir eine Bogenlampe, die ihre Strahlen auf einen Spalt fallen läßt; dann gehen die Strahlen auf einen Hohlspiegel, fallen dann auf ein Steinsalzprisma und werden auf eine geschwärzte Thermosäule konzentriert. Nach dem Brechungsgesetz werden die Strahlen in verschiedenen Winkeln durch das Prisma abgelenkt und wenn ich die Thermosäule der Reihe nach durch die verschieden abgelenkten Strahlen führe, zeigt sie mir die verschiedene Energie an. Allerdings verhält sich die Strahlung der Bogenlampe nicht genau wie die eines schwarzen Körpers.

Um nun das Gesetz für die Verteilung der Energie auf die einzelnen Farben abzuleiten, ist zunächst versucht worden, von gewissen molekulartheoretischen Gesichtspunkten auszugehen. Aus der kinetischen Theorie der Gase kennt man die Art, wie sich die verschiedenen Geschwindigkeiten auf die Moleküle eines Gases verteilen. Nimmt man diese Verteilung für die nach den neueren Anschauungen in der Materie vorhandenen kleinsten Quanten negativer Elektrizität, die Elektronen, als gültig an und nimmt ferner an, daß jedes Elektron beim Zusammenstoß mit einem Atom nur Strahlung einer Wellenlänge aussendet, so kommt man zu einem Gesetz, das für einen großen Teil des Strahlungsgebietes gültig ist[1]); nur für lange Wellen versagt es. Der Grund hierfür scheint darin zu liegen, daß die langen Wellen wesentlich durch die einfache hin und her gehende zickzackförmige Bewegung der Elektronen hervorgerufen werden. Wenn man die Strahlung analysiert, die durch diese hervorgerufen wird, so kommt man zu einem Gesetz[2]), das die Beobachtungen für lange Wellen richtig wiedergibt.

Will man ein Gesetz, wie es notwendig ist, so erblicken, daß es das ganze Gebiet umspannt, so muß man die Annahme machen, daß bei der Strahlung die Energie immer nur in gewissen endlichen Beträgen umgesetzt werden könne, mit anderen Worten, daß es Elementarquanten der Energie gibt, die nicht weiter teilbar sind. Das ist nicht so zu verstehen, als ob nun überhaupt die Energie zusammen-

---

[1]) Dies Gesetz lautet: $E_\lambda = \frac{c^2 h}{\lambda^5} e^{-\frac{ch}{\varkappa\lambda T}}$. (Hier bedeuten: E_λ die ausgestrahlte Intensität von der Wellenlänge λ, c die Lichtgeschwindigkeit, T die absolute Temperatur, $\varkappa$, h zwei Konstanten.)

[2]) Dies Gesetz lautet: $E_\lambda = \frac{c \varkappa T}{\lambda^4}$.

Digitized by Google

gesetzt sein müsse aus unteilbaren Quanten, wie die Materie aus Atomen, sondern man muß annehmen, daß der Energieumsatz bei der Strahlung nur in solchen Elementarquanten erfolge. Dabei sind nun aber diese Energieelemente nicht immer von gleicher Größe, sondern sie sind bei verschiedener Farbe verschieden und zwar umgekehrt proportional der Wellenlänge des Lichtes. Die letzte Forderung muß erfüllt werden, um mit den thermodynamischen Gesetzen der Strahlung in Einklang zu bleiben. Diese ganze Hypothese muß zu dem Zwecke gemacht werden, um die Wahrscheinlichkeitsrechnung auf die Energieelemente in ähnlicher Weise anwenden zu können, wie auf die Gasmoleküle.

In der Tat erhält man durch diese Anwendung ein Strahlungsgesetz [1]), das mit den bisherigen Beobachtungen der Strahlung gut übereinstimmt und das für lange, beziehentlich kurze Wellen in die beiden oben erwähnten Gesetze übergeht.

Die physikalische Deutung des Energieelements ist am einfachsten, wenn man seine Existenz als durch die molekulare Struktur der Materie bedingt ansieht; wenn man mit anderen Worten die Annahme macht, daß etwa beim Zusammenstoß eines Elektrons mit einem Molekül oder Atom immer nur ein Elementarquantum in der Form von Strahlung abgegeben wird. Daß diese Elementarquanten verschiedene Größe haben, dafür muß der Grund in Eigenschaften der Atome zu suchen sein, von denen wir bisher noch nichts wissen.

Die Hypothese, daß bei der Strahlung Energie immer nur in gewissen Beträgen umgesetzt werden kann, kann auf die Erzeugung sekundärer Elektronen durch Strahlung angewendet werden.

Wenn nämlich durch Licht Elektronen aus einem Körper ausgetrieben werden, so erhalten sie dabei eine gewisse Geschwindigkeit und daher auch eine bestimmte kinetische Energie. Jedes Elektron kann nun nicht weniger kinetische Energie von der Strahlung empfangen, als dem Elementarquantum entspricht und in der Tat stimmt der Größenordnung nach die gemessene Geschwindigkeit lichtelektrischer Elektronen mit dem Elementarquantum.

Es scheint mir nichts im Wege zu stehen, diese Anschauung bis auf die Röntgenstrahlen auszudehnen. Auch die Röntgenstrahlen werden durch Elektronen erzeugt und es scheint mir kein Grund vorzuliegen, einen prinzipiellen Unterschied zwischen Röntgenstrahlen und Licht zu machen. Andererseits erzeugen die Röntgenstrahlen Elektronen von viel größerer Geschwindigkeit.

Man kann die Hypothese des Energieelements benutzen, um die Wellenlänge der Röntgenstrahlen zu berechnen aus dem Energieelement und der Geschwindigkeit der von ihnen erzeugten Sekundärstrahlen. Aus dieser Berechnung ergibt sich

$$\lambda = 6.75 \cdot 10^{-8} \text{ mm},$$

während sich aus Beugungsversuchen

$$\lambda = 1.3 \cdot 10^{-7} \text{ mm},$$

also ungefähr das Doppelte, ergeben hat. Die Übereinstimmung ist eine um so auffallendere, als der theoretisch berechnete Wert eine obere Grenze für sehr kurzwellige Strahlen gibt, während bei der Beugung auch längere Wellen mitgewirkt haben werden.

---

[1]) Das Gesetz hat die Form $E_\lambda = \frac{c^2 h}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{ch}{\varkappa \lambda T}} - 1}$, das für große Werte von λT in Gesetz 2, für kleine in Gesetz 1 übergeht.

Digitized by Google

Sehr viel weniger bekannt sind die Verhältnisse bei der Strahlung der Gase [1]), obwohl wir gerade hier die wichtigsten Aufschlüsse über die Konstitution der Materie erwarten können. Die individuellen Eigenschaften der Körper, die bei der Strahlung fester Körper auch schon hervortreten, sind bei den Gasen in unvergleichlich stärkerem Maße vorhanden, so daß sich die Spektralanalyse hierauf aufbauen kann. Sind doch die Spektren der Gase und Dämpfe scharf ausgeprägte Linien von geringer Ausdehnung, oder unter anderen Umständen sogenannte Banden, die aber immer noch in stets differenzierter Form auftreten. Allerdings werden diese Spektren der Gase nicht durch die uns zu Gebote stehenden Temperaturen hervorgerufen. Sie entstehen vielmehr durch andere Vorgänge, namentlich elektrische und chemische. Wenn eine elektrische Entladung ein Gas von genügender Verdünnung durchdringt, leuchtet es im Lichte des ihm eigentümlichen Spektrums. Bringt man Metallsalze in eine Bunsenflamme, so entsteht ebenfalls das Spektrum, wahrscheinlich durch chemische Prozesse, deren eigentlicher Mechanismus unbekannt ist.

Hier tritt nun zunächst die Frage auf, ob die Strahlung, wie sie von solchen Prozessen ausgelöst wird, ihrer Natur nach mit der Temperaturstrahlung identisch ist, ob z. B. Licht von bestimmter Intensität und Farbe, das von einem glühenden Körper ausgesandt wird, in jeder Beziehung identisch ist mit dem Lichte einer Geisslerschen Röhre, das dieselbe Intensität und Farbe besitzt. Man wird zunächst geneigt sein, diese Identität zu bejahen. In diesem Falle werden wir auch denjenigen Prozessen eine Temperatur, und zwar eine außerordentlich hohe, zuschreiben müssen, durch welche ein Linienspektrum hervorgerufen wird. So können wir die Helligkeit der Quecksilberlinien unvergleichlich viel größer machen, als die Helligkeit der entsprechenden Farbe des elektrischen Lichtbogens. Man sieht das sofort ein, wenn man bedenkt, daß der Lichtbogen ein Spektrum von unvergleichlich viel größerer Ausdehnung besitzt, als das aus wenigen schmalen Linien bestehende Quecksilberspektrum.

Man kann zunächst den Versuch machen, mit der Hypothese auszukommen, daß die Erregung des Lichtes durch Wärme oder andere Ursachen in demselben Atomvorgange besteht, und wird den Unterschied zwischen der Strahlung der Gase und der der glühenden festen Körper in dem Umstande erblicken, daß beim ersteren die einzelnen Atome frei strahlen können, während bei den festen Körpern eine starke gegenseitige Beeinflussung eintritt. Auch bei den Gasen ist hiernach die Gültigkeit des Kirchhoffschen Gesetzes wahrscheinlich. Aber man muß immer daran denken, daß dieses Gesetz sich nur auf die Funktion und Absorption eines Gases in einem bestimmten Zustande bezieht. So ist es z. B. nicht möglich, in den Gasen bei gewöhnlicher Temperatur das Linienspektrum als Absorptionsspektrum zu erhalten. Allerdings absorbieren auch die Gase bei gewöhnlicher Temperatur. Kohlensäure absorbiert langwellige Strahlen, Sauerstoff ist dadurch ausgezeichnet, daß er sehr stark im Ultraviolett absorbiert. Diese Absorptionsspektren sind aber Bandenspektren, wie sie auch in den gefärbten Dämpfen (Jod, Chlor) im sichtbaren Gebiet auftreten. Eine Absorption der Linienspektren hat man nur beobachtet, wenn das Gas in einem Zustande sich befindet, in dem es auch Linienspektren emittiert. So ist die sogenannte Umkehr der Spektrallinien eine Erscheinung, die in einer

[1]) Die Absorption im Nebel und in den Wolken ist nicht als eine im Gas eintretende anzusehen, da es sich hier um kleine kondensierte Wassertröpfchen handelt. Die hier eintretende Schwächung der Strahlung hängt außer von dem Absorptionsvermögen des Wassers für die betreffende Strahlung noch von der Anzahl, Größe und Gestalt der Wassertröpfchen ab.

Digitized by Google

Geisslerschen Röhre beobachtet werden kann, wenn das Gas durch die elektrische Entladung in einen Leiter für die Elektrizität verwandelt wird. Salzflammen, die Linienspektren sowohl emittieren wie absorbieren, sind ebenfalls gute Leiter für die Elektrizität. Man kann daher mit Sicherheit schließen, daß die Gase in gewöhnlichem Zustande kein Linienspektrum absorbieren, sondern erst in neuen Zustand, der möglicherweise mit dem Leitungsvermögen eng zusammenhängt, gebracht werden müssen. Andererseits ist es höchst wahrscheinlich, daß die durch ultraviolettes Licht hervorgerufene Leitfähigkeit der Gase durch die Absorption des Bandenspektrums bedingt wird.

Das Beobachtungsmaterial über die Linienspektren ist ein ganz ungeheures. Aber das Kausalbedürfnis, das nach den Gesetzen fragt, die diese Verhältnisse regeln, ist noch wenig befriedigt. Zunächst haben sich die verschiedenen Linien in Gruppen einordnen lassen, die man als Serien bezeichnet und von denen jedes Elementarspektrum mehrere zu besitzen pflegt.

Allerdings sind erst die linienärmeren Spektren in dieser Weise gruppiert, die von den Leichtmetallen und dem Wasserstoff, überhaupt von den Elementen mit geringerem Atomgewicht herrühren. Das Eigentümliche dieser Linienspektren ist, daß sie über eine gewisse Wellenlänge im Ultraviolett nicht hinausgehen, daß also die Analogie der gewöhnlichen Schwingungen mit beliebig vielen Obertönen fehlt.

Es kann kaum einem Zweifel unterliegen, daß die Spektrallinien unmittelbare Äußerungen des Atoms sind und daß eine Kenntnis des Baues der Atome uns auch eine Theorie der Spektrallinien liefern würde.

Eine der wichtigsten Bereicherungen unserer Kenntnisse der Spektrallinien bildet das sogenannte Zeemansche Phänomen, welches darin besteht, daß die Spektrallinien durch magnetische Kräfte in mehrere aufgespalten werden. Die Wirkung ist sehr schwach und es bedarf sehr feiner Hilfsmittel, um diese Wirkung zu beobachten. Bei gewöhnlicher Dispersion, wie man sie mit Prismen erreicht, sieht man gar nichts davon. Aber auch bei Gittern ist die Wirkung gering.

Besser geht die Beobachtung mit den sogenannten Stufengittern, bei denen die Dispersion außerordentlich verstärkt ist.

Ein solches Stufengitter besteht aus einer Anzahl von Glasplatten, die so aufeinander gelegt sind, daß die eine die nächste etwas überragt, so daß treppenartige Stufen entstehen. Die auflösende Kraft eines Gitters hängt vom Verhältnis des Gangunterschiedes zweier aus benachbarten Gitteröffnungen austretender Strahlen und der Breite der Öffnungen ab. Beim Stufengitter ist die Öffnung allerdings groß, dafür aber auch der Gangunterschied sehr groß, da der Strahl jeder nächsten Stufe durch Luft anstatt durch die dicke Glasplatte zu gehen hat. Ist die Plattendicke d 10 mm, so beträgt für Glas vom Brechungsverhältnis 1.5 der Gangunterschied zwischen Luft und Glas bei zehn Platten $(n - 1)\frac{d}{\lambda}$, wenn λ die Wellenlänge bezeichnet, und da 2000 Wellenlängen auf 1 mm gehen $(n - 1)\frac{d}{\lambda} = 10000$, während bei gewöhnlichen Gittern im Spektrum erster Ordnung diese Zahl 1 ist.

Ich möchte Ihnen an diesem Stufengitter das Zeemansche Phänomen zeigen. Es hat 28 Platten und ist von Hilger in London hergestellt. Sie sehen, daß zunächst ein kleines Spektrometer verwendet wird, um nur das Licht der gelben Quecksilberlinie auf das Stufengitter fallen zu lassen. Mit dem Fernrohr des großen Spektral-

Digitized by Google

apparates blickt man dann durch das Stufengitter nach dem Spalt und sieht dann nebeneinander die verschiedenen Beugungsbilder der Quecksilberlinie.

Das Zeemansche Phänomen liefert den Beweis, daß die Schwingungen leuchtender Gase durch negative Elektronen hervorgerufen werden. Geradeso nämlich, wie ein galvanischer Strom von einem Magneten abgelenkt wird, wird auch ein bewegtes Elektron abgelenkt. Und zwar erfährt ein auf einer Kreisbahn laufendes Elektron eine radiale Kraft, durch die der Radius der Kreisbahn verändert wird. Hierdurch tritt eine Veränderung der Umlaufszeit ein. Diese Umlaufszeit, die Periode des Elektrons, bestimmt die Farbe des Lichtes und die Einwirkung des Magnetfeldes, ist also eine Veränderung der Farbe, die allerdings so fein ist, daß man der feinsten Apparate bedarf, um sie wahrzunehmen.

Die Schwingungen der Elektronen, die parallel den magnetischen Kraftlinien verlaufen, werden in ihrer Farbe nicht geändert. Sie bilden polarisiertes Licht, dessen Polarisationsebene zu den magnetischen Kräften senkrecht steht. Die anderen Schwingungen senkrecht zu den magnetischen Kräften, deren Farbe geändert ist, sind dazu senkrecht polarisiert; beides für einen Beobachter, der senkrecht auf die magnetischen Kraftlinien blickt, der also anstatt einer Linie drei sehen muß. Ein Beobachter, der parallel mit den Kraftlinien blickt, erhält zwei kreisförmig polarisierte Strahlen. Der Drehungssinn der kreisförmigen Polarisation erlaubt darüber zu entscheiden, ob es negative oder positive elektrische Teilchen sind. Andererseits gibt die Größe der Farbenänderung ein Maß für das Verhältnis der Ladung eines Teilchens zu seiner Masse. Die neuen Messungen ergeben eine fast genaue Übereinstimmung dieser Zahl mit dem für Kathodenstrahlen gefundenen Wert.

So einfach sich nun die elementare Theorie des Zeemanschen Phänomens gestaltet und so gut die Erfahrung zunächst die Voraussetzung der Theorie bestätigte, so zeigte sich doch bald, daß die Vorgänge viel komplizierter sind. Anstatt des normalen Triplets und Duplets gibt es viel zahlreichere Aufspaltungen. Häufig treten sechs, manchmal neun Linien auf. Auch bei den Polarisationsverhältnissen kommen Unregelmäßigkeiten vor; diese befriedigend zu erklären, ist bisher nicht gelungen. Es hat sich nur gezeigt, daß ein naher Zusammenhang zwischen den Serien und dem Zeemanschen Phänomen besteht, indem alle Linien einer Serie in gleicher Weise durch den Magneten modifiziert werden.

Der eigentliche Vorgang im Atom, der sich in den Spektrallinien äußert, scheint in Wirklichkeit sehr verwickelt zu sein. Es scheint auch, wie die Notwendigkeit der Einführung des Elementarquantums zeigt, daß unsere bisherigen theoretischen Grundlagen für die Erklärung der atomistischen Vorgänge nicht ausreichen und der Ergänzung bedürfen.

Eine eigentümliche und für den weiteren Ausbau der Lehre von der Strahlung voraussichtlich sehr wichtige Beobachtung ist die Beobachtung der Farbenänderung durch die schnelle Bewegung geladener Teilchen. Wir haben in den Kanalstrahlen Moleküle, die sich mit sehr großer Geschwindigkeit bewegen. Die von den Kanalstrahlen ausgehenden Spektrallinien zeigen nun Verschiebungen, die beweisen, daß in der Tat eine Farbenänderung nach dem Dopplerschen Prinzip eingetreten ist.

Jeder von einer bewegten Quelle ausgehende Wellenvorgang zeigt eine Änderung der Schwingungsdauer, gerade wie ein Ton einer auf den Hörer zu bewegten Schallquelle höher klingt.

Diese Beobachtung bietet die Möglichkeit, die mittlere von den einzelnen Molekülen ausgestrahlte Energie zu bestimmen. Da man nämlich die in den Kanal-

Digitized by Google

strahlen bewegte Elektrizitätsmenge messen kann, andererseits die Elementarladung kennt, so läßt sich die Anzahl der in Bewegung befindlichen geladenen Moleküle berechnen. Mißt man nun die von einem Kanalstrahlbündel bestimmter Ausdehnung ausgesandte Strahlung im absoluten Maß, so kann man die von den einzelnen Molekülen ausgesandte Strahlung berechnen, wenn man weiß, wie lange ein Molekül strahlt.

Diese Größe, welche den Betrag der Dämpfung der Lichtschwingungen angibt, ist vorläufig nur auf Grund hypothetischer Annahmen zu berechnen. Ihre Kenntnis wäre ein wichtiges Hilfsmittel, um über den Mechanismus des Leuchtens weitergehende Aufschlüsse zu erhalten.

Ich glaube in den heutigen Betrachtungen dargelegt zu haben, daß die Lehre von der Strahlung uns tief in die Spekulationen über den Bau der Materie hineinführt. Das Licht ist offenbar die feinste der uns zugänglichen physikalischen Wirkungen der Materie. Wenn auf irgend einem Gebiet, so sind wir hier sicher, uns erst in den Anfängen der systematischen Forschung zu befinden. Von hier aus werden die physikalischen Theorien sicher noch die tiefsten Umgestaltungen erfahren. Alles Bisherige sind nur die ersten tastenden Versuche und sowohl für die Erfindungsgabe des Experimentators, wie für die Gestaltungskraft des Theoretikers bietet sich ein noch nicht zu übersehendes Feld der Betätigung. Handelt es sich doch um nichts Geringeres als ein Eindringen in den wahren Mikrokosmus, die Welt des Atoms.

Kleinere Mitteilungen.

C. G. Abbott und F. E. Fowle: Die neuesten Untersuchungen über die Solarkonstante der Strahlung. Das vorliegende Werk [1]) ist ein Bericht über die Tätigkeit des Astrophysikalischen Observatoriums der Smithsonian Institution in den Jahren 1900 bis 1907 und enthält nähere Details über die gemachten Untersuchungen, die benutzten Apparate und Methoden und die daraus sich ergebenden Resultate.

Kurz gesagt, die Untersuchungen beziehen sich auf die Intensität der Sonnenstrahlung und auf die Abhängigkeit der Temperatur der Erdoberfläche davon. Der Gegenstand ist in drei Abschnitten getrennt behandelt worden; der erste beschäftigt sich mit der Intensität der Sonnenstrahlung, die gefunden würde, wenn wir dieselbe außerhalb der Erdatmosphäre in mittlerer Sonnenentfernung messen würden oder, wie diese auch öfters bezeichnet wird, mit der „Solarkonstante" der Strahlung; im zweiten Abschnitte wird die Abhängigkeit der Temperatur der Erdoberfläche von der Intensität der Sonnenstrahlung näher untersucht, während im dritten Abschnitte die Helligkeitsunterschiede in der Mitte und am Rande der Sonnenscheibe behandelt werden, sowie die Frage, welche Quantität der Sonnenstrahlung die Erde erhält.

Die Untersuchungen sind nicht darauf beschränkt worden, die Naturkonstanten zu bestimmen; es ist bald erkannt worden, daß die Strahlung der Sonne weit davon entfernt sein kann, gleichförmig konstant zu bleiben, so daß die Solarkonstante der Strahlung sich als ein mittlerer Wert erweisen könnte, um welchen die Intensität der Sonnenstrahlung von Zeit zu Zeit ganz beträchtlich und wahrnehmbar schwanken würde. Der Hauptzweck der ganzen Untersuchungen war daher, zu zeigen, was für Schwankungen der Quantität der Sonnenausstrahlung überhaupt vorkommen und wenn es überhaupt möglich ist, die Größe dieser Änderungen, ihren Effekt auf das Klima und ihre Ursachen zu ermitteln. Mit diesen Absichten wurden Messungen der Intensität der Sonnenstrahlung und Beobachtungen über die

[1]) Autoreferat in den Annals of the Astrophysical Observatory of the Smithsonian Institution, Vol. II mit Zusätzen des Übersetzers.

Digitized by Google

Helligkeitsverteilung auf der Sonnenscheibe so oft als möglich durch einige Jahre hindurch ausgeführt und daran eine Untersuchung über die Änderung der Temperatur in den letzten 30 Jahren an ungefähr 50 Stationen, die so gut als möglich über das ganze Festland der Erde zerstreut waren, angeschlossen.

Ein Teil der Messungen wurde in Washington und hier tunlich am Meeresniveau ausgeführt, und ein Teil am Mount Wilson in Kalifornien, welcher ungefähr 1800 m oder fast 6000 engl. Fuß hoch ist. Die Strahlung der Sonne wurde nicht nur als Ganzes betrachtet untersucht, sondern auch jeder Teil des Spektrums für sich und hierin nicht nur die mit dem Auge sichtbaren Strahlen, sondern auch jene Strahlen, deren Wellenlängen zu lang oder zu kurz sind, um auf das Auge noch wirksam zu sein. Für alle diese verschiedenen Strahlengattungen besitzt die Erdatmosphäre verschiedene Grade der Absorption und der diffusen Reflexion und im Laufe der Untersuchungen wurde für alle diese verschiedenen Strahlengattungen die Durchsichtigkeit der Erdatmosphäre so genau als möglich bestimmt. Die reflektierende Kraft der Wolken und der Luft wurde ebenfalls gemessen, sowie auch die Qualität des Himmelslichtes, indem auf die relative Intensität der Strahlen von verschiedener Farbe Rücksicht genommen wurde.

Als Einheitsmaß für die Intensitätsmessungen benutzte man jene Wärmemenge, die beim senkrechten Einfallen der Strahlen auf die Fläche eines Quadratcentimeters in der Minute 1 g Wasser von 0° auf 1° C erwärmt, also 1 Kalorie pro Quadratcentimeter und Minute.

Als mittleres Resultat von 130 Messungen, die am Mount Wilson in den Sommer- und Herbstmonaten der Jahre 1905 und 1908 ausgeführt wurden, ergab sich als Intensität der Sonnenstrahlung außerhalb der Atmosphäre in mittlerer Sonnenentfernung 2.023 Kalorien pro Quadratcentimeter und Minute.

Als mittleres Resultat aus 41 Messungen zu Washington in den Jahren 1902 bis 1907 fand man dafür 2.061 Kalorien.

Es ist möglich, daß das mittlere Resultat dieser Messungen, wenn sie noch eine längere Reihe von Jahren fortgeführt werden, sich etwas erhöht und daß der mittlere Wert der „Solarkonstante" in runder Zahl zu 2.1 Kalorien pro Quadratcentimeter und Minute angenommen werden kann. In anderen Worten ausgedrückt, die Sonnenstrahlung ist imstande, an der Grenze der Atmosphäre eine Eisschicht über der Oberfläche der Erde von 35 m Dicke im Laufe eines Jahres abzuschmelzen.

Während die Resultate von Langley scheinbar im Widerspruch mit diesen Beobachtungen stehen, bestätigen sie sie tatsächlich. Denn, wie er auf S. 211 seines Report of the Mount Whitney Expedition feststellt, hängt sein Wert der Solarkonstante (3 Kalorien) von einer Annahme ab, welche er über einen scheinbaren „systematischen Fehler in der Beobachtung bei hohen und tiefen Sonnenständen bei einer Station machte", in einer solchen Art, daß er tatsächlich „durch Berechnung der Beobachtungen bei hohen und tiefen Sonnenständen aus einer Station der tieferen Schichten die Wärmemenge erhält, welche in einer gewissen Höhe in der Atmosphäre gefunden werden mußte; denn steigt man tatsächlich in diese Höhe, so findet man die beobachtete Wärmemenge auffallend und systematisch größer als die berechnete". Wie im Kap. VII, 1. Teil des vorliegenden Bandes gezeigt wird, entstand diese scheinbare Abweichung von einem Mißverständnis einer Rechnungsbedingung. Wie bereits Radau dargelegt hatte, so bestätigte Langley in der Tat, daß die Formel $J = Ap^s$ nur auf homogene Strahlenbündel Anwendung finden darf, und daß die Intensität der Sonnenstrahlung außerhalb der Atmosphäre nur dann richtig und exakt ermittelt werden kann, wenn auch die atmosphärischen Transmissionskoeffizienten für Strahlen aller Wellenlängen bekannt sind. Langley war auch der erste, welcher diese atmosphärische Transmissionskoeffizienten für eine große Zahl von Wellenlängen im Sonnenspektrum bestimmte; er fand es praktisch undurchführbar, die Transmissionskoeffizienten der Wasserstoffbänder im infraroten Teile des Spektrums zu bestimmen, vermied jedoch diese Schwierigkeit, indem er die Energiekurve des Sonnenspektrums, unter der Annahme, daß an der Grenze der Atmosphäre alle Wasserdampfbänder im Sonnenspektrum nicht vorhanden wären, ausglättete. Wäre Langley auf dieser wirklich tatsächlichen Stufe seiner Überlegungen stehen geblieben, so hätte er mit uns als Resultat der Mount Withney Expedition 2.060 Kalorien als Mittelwert für die Beobachtungen bei hohen und tiefen Sonnenständen am Lone Pine und 2.220 Kalorien

Digitized by Google

als mittleren Wert für ähnliche Beobachtungen am Observatorium am Mountain Camps gefunden. Jedoch durch eine Folge von Überlegungen auf S. 142 bis 144 seines Berichtes und durch diesen widersprechende Betrachtungen auf S. 145 bis 147 ließ er sich überzeugen, daß die exponentielle Transmissionsformel für die Erdatmosphäre auch für homogene Strahlen nicht anwendbar sei; so erhielt er dadurch, daß er seine Resultate nach zwei verschiedenen Richtungen hin Korrekturen unterzog, einen viel zu hohen Wert der Solarkonstante. Es ist jedoch kein Grund, anzunehmen, daß die exponentielle Transmissionsformel für homogene Strahlen nicht gelte und in der Tat ist kein systematischer Fehler vorhanden, auch hätte Langley keine Korrektur anzubringen brauchen und als bester mittlerer Wert aus dieser experimentellen Bestimmung der Solarkonstante auf dem Mount Whitney und Lone Pine folgt 2.14 Kalorien per Quadratcentimeter und Minute.

Derart ist eine wesentliche Übereinstimmung der „Solarkonstante" aus den Beobachtungen am Meeresniveau und in einer Höhe von 1800 und 3500 m erreicht worden.

Die Sonnenstrahlung ist weit davon entfernt, in ihrer Intensität konstant zu sein. Die am Mount Wilson ermittelten Werte schwanken zwischen 1.93 und 2.14 Kalorien und die zu Washington beobachteten zwischen 1.89 und 2.22 Kalorien. Eine Änderung der Intensität der Sonnenstrahlung um 3.5 Proz., hervorgerufen durch die Abnahme der Sonnenentfernung, tritt ein vom August bis Oktober und ist klar erkennbar in den auf dem Mount Wilson gemachten Beobachtungen; so kann hier eine kleine Streitfrage entstehen, ob die großen hier beobachteten Schwankungen wirklich solare Änderungen und nicht atmosphärischen oder zufälligen Ursprungs sind.

Die Realität des angenommenen solaren Ursprungs der beobachteten Änderung der Sonnenstrahlung ist durch mehrere Beweise im Kap. VI, 1. Teil, und im Kap. III, 3. Teil, dargelegt worden.

Wie weiter gezeigt wird, steht die Temperatur der Erde in guter Übereinstimmung mit dem angenommenen Wert der „Solarkonstante" zu 2.1 Kalorien.

Mit Hilfe einer größeren Anzahl von Messungen der Reflexion von Wolken, der Helligkeit und Durchsichtigkeit des Himmels unter verschiedenen Winkeln am Mount Wilson wurde als Wert für die Albedo der Erde 37 Proz. gefunden. Kombinieren wir diesen Wert mit dem Mittelwert für die „Solarkonstante" (2.1 Kalorien in runder Zahl), so bleiben noch $1.32\,R^2\pi$ Kalorien verfügbar, um die Erde als Planet zu erwärmen. Dies würde einen vollkommenen Radiator oder „einen absolut schwarzen Körper" auf einer absoluten Temperatur von 256° erhalten. Die strahlende Oberfläche der Erde als Planet ist dabei nicht dessen feste oder flüssige Oberfläche, da die Wolken während der Hälfte der Zeit vollständig die Erdstrahlung abfangen. Während der anderen Hälfte ist, wie die Messungen von Rubens und Aschkinass, Langley, Keeler, Very und Nichols genügend nachgewiesen haben, der Wasserdampf vollständig allein imstande, neun Zehntel der Erdstrahlung abzufangen. Demgemäß dürfte die strahlende Schicht der Erde erst in ungefähr 4000 m über dem Meeresniveau zu suchen sein, deren mittlere Temperatur ungefähr absolut 263° beträgt. Würde diese Schicht ein vollkommener Radiator sein, so würde das Maximum der Emission $1.45\,R^2\pi$ Kalorien betragen, so daß die Solarkonstante den Wert 2.33 Kalorien nicht überschreiten kann, wenn die Albedo 37 Proz. nicht überschreitet. Dieser größtmögliche Wert steht in guter Übereinstimmung mit 2.1, dem angenommenen Werte, und unterscheidet sich nun nicht mehr, als in Anbetracht der unsicheren Temperatur und der strahlenden Kraft der Strahlungsgeschichte der Erde erwartet werden kann.

Zur besseren Vorstellung wurde eine „hypothetische Erde" eingeführt, in den Dimensionen und Bewegungen der tatsächlichen Erde ähnlich, jedoch hohl und ähnlich einer Seifenblase in bezug auf die Dicke der Oberflächenschicht. Diese hypothetische Erde denke man sich als die Sonnenstrahlung vollständig absorbierend und als vollkommenen Radiator für lange Wellen; außerdem sei diese Erde längs der Breitenkreise ein vollständiger Wärmeleiter, jedoch ein vollkommener Nichtleiter längs der Meridiane. Die Temperatur dieser „hypothetischen Erde" wurde nun für alle Zeiten des Jahres berechnet und zwar für alle Breiten mit Hilfe der nunmehr bekannten Werte der „Solarkonstante" und den physikalischen Gesetzen der Strahlung eines vollkommenen Radiators.

Es wurde weiter nun ein Vergleich gemacht zwischen dem jährlichen Gange der Temperatur dieser „hypothetischen Erde" und dem beobachteten jährlichen Temperaturgange

Digitized by Google

an 64 Stationen unserer tatsächlichen Erde. Dadurch ist gezeigt worden, daß eine gegebene Teiländerung der Sonnenstrahlung, die in einem Jahre ihren Zyklus ablaufen würde, ein Viertel der gegebenen Teiländerung in der absoluten Temperatur der „hypothetischen Erde" hervorrufen, ein Fünfzehntel der gegebenen Teiländerung in der Temperatur der meisten Festlandstationen, ein Fünfundzwanzigstel für Küstenstationen und ein Fünfzigstel für kleine Inseln im Großen Ozean hervorrufen würde. Da somit eine Schwankung von 5 Proz. in der Sonnenstrahlung mit einer Periode von ungefähr einem Jahre eine Änderung von nur fast 1° C in der Mitteltemperatur der Festlandstationen, von nur fast 0.3° C für Inselstationen hervorrufen würde, so würden die Wirkungen solcher rasch verlaufenden Änderungen der Sonnenstrahlung weniger klar erkennbar in ihrem Effekt auf die mittlere Temperatur der Erde sein, jedoch nichtsdestoweniger von großer meteorologischer Wichtigkeit als Förderer der atmosphärischen Zirkulation auftreten.

Aus einem Vergleich der Temperaturen von 47 Stationen, die gut über das ganze Festland der Erde zerstreut liegen, und die eine Beobachtungsperiode von 37 Jahren umfaßt, erscheint es möglich, daß Änderungen der Sonnenstrahlung gar nicht so unhäufig wohl bemerkbare und erkennbare Änderungen der Temperatur des Festlandes der Erde hervorrufen. Solche Änderungen der Temperatur wären voraussagbar, wenn genaue Beobachtungen der Sonnenstrahlung an einigen günstig gelegenen Stationen systematisch fortgesetzt würden. Die Größe der Temperaturänderungen, die durch solare Änderung von kurzer Periode hervorgerufen werden, ist bedeutend größer für das Festland als für Küsten oder Inselstationen. Dies erklärt zum Teil auch, warum es M. Newcomb in seiner neuesten Abhandlung über die Temperatur der Erde mißlungen ist, entscheidende Anzeichen eines kosmischen Temperatureinflusses zu finden. Ferner entsprechen die Küsten- und Inselstationen nicht immer einander gleichzeitig und in derselben Richtung den Änderungen der Sonnenstrahlung, wie dies aus einem Vergleich der monatlichen Änderungen bei Stationen in einer Breite von 2° N mit den monatlichen Änderungen der Insolation gezeigt werde. Diese Betrachtungen erklären noch weiter das Mißlingen Newcombs, einen Beweis für einen kosmischen Temperatureinfluß zu finden.

Zahlreiche Messungen der Helligkeit der Sonnenscheibe in ihrer Mitte und am Rande zeigten, daß die beobachteten Änderungen der Sonnenstrahlung von Änderungen der Durchsichtigkeit der Sonnenhülle begleitet sind und höchst wahrscheinlich durch diese verursacht werden.

Viele Resultate der ausgeführten Beobachtungen werden hier nicht aufgezählt, wie z. B. die mittlere Durchsichtigkeit der oberen und unteren Luftschichten, die reflektierende Kraft der Wolken, die wahrscheinliche Temperatur der Sonne, die Qualität der Sonnenfleckenstrahlung usw. Auch eine vollständige Beschreibung der Apparate und Methoden für verschiedene Arten der Untersuchungen sowie die Ursache und Größe der Fehler, die dabei auftreten, findet sich in diesem Werke deutlich dargelegt.

M. Brendel über das Nordlicht vom 30. Juni[1]). Leider hatte ich keine Gelegenheit, die auffallenden Himmelserscheinungen in den Nächten zwischen dem 30. Juni und dem 2. Juli zu beobachten. Nachdem nun aber eine größere Reihe von Beobachtern mit dankenswerter Schnelligkeit ihre Eindrücke veröffentlicht haben und damit auch für den nicht an der Beobachtung Beteiligten ein leidliches Bild über den Verlauf des Phänomens gewonnen ist, scheint es mir, als ob es sich um eine ähnliche Erscheinung handelt, wie ich sie schon häufig sowohl in hohen Breiten als auch in Deutschland beobachtete und welche ich ohne jeden Zweifel für ein Nordlicht angesehen habe. Die von den Beobachtern beschriebene Form ist die, die ich bisher bei allen Sommernordlichtern in unseren Breiten bemerkt habe, und die an der Nordküste Europas (natürlich hier mit Ausnahme der Sommerszeit) eine tägliche Erscheinung ist, aus der sich die intensiveren Polarlichter meist entwickeln.

So entsinne ich mich, in der Nacht vom 2. zum 3. Mai 1896 in Greifswald ein sehr intensives Nordlicht am Horizont beobachtet zu haben, dessen Erscheinungen mit denen des jetzigen fast identisch gewesen zu sein scheinen und das auch wie dieses in der folgenden

[1]) Physik. Zeitschr., 9. Jahrg., Nr. 20.

Digitized by Google

Nacht entsprechend schwächer wieder zu sehen war. Seine Farbe kann man wohl kaum treffender kennzeichnen, als mit M. Wolf[1]) als „unheimlich schwefelgelb bis grünlich"; es ist die charakteristische Farbe des „stillen" Nordlichtes. Schwächere derartige Erscheinungen habe ich dann in Greifswald noch mehrfach im Sommer wahrgenommen, so daß ich zu dem übrigens nicht neuen Schlusse kam, daß ein aufmerksamer Beobachter im Norden Deutschlands sehr viel häufiger Gelegenheit hat, Polarlicht zu beobachten, als man im allgemeinen glaubt.

Ebenso fiel es mir während meines Aufenthaltes in Greifswald auf, daß häufig ohne Rücksicht auf die Jahreszeit der gesamte Himmelsgrund eine eigentümliche Helligkeit zeigte, die ich auch als Polarlichterscheinung ansah, wenn ich auch nicht immer konstatieren konnte, daß diese Helligkeit am Nordhorizont besonders intensiv gewesen wäre. Gelegentlich meiner Übersiedelung nach Göttingen 1898 machte ich bei einem Gespräch mit E. Wiechert diesen auf diese Erscheinungen aufmerksam, der dann auch sehr geeignete Maßregeln traf, um etwa in Göttingen auftretende Nordlichter zu beobachten; indessen scheinen doch in der Breite von Göttingen diese schon recht selten zu sein, so daß leider keine weiteren derartigen Beobachtungen gelangen; die Ausführungen von E. Wiechert[2]) bestätigen aber das hier und weiter unten Gesagte.

In Bossekop an der Nordküste Lapplands hatte ich im Winter 1891/92 gemeinsam mit O. Baschin fast täglich — wenn der Himmel, wie sehr häufig, klar war — Gelegenheit, gerade diese Form des Nordlichtes zu beobachten. Dort zeigte es sich in den Nächten, in denen es am wenigsten intensiv auftrat, gewöhnlich durch eine Helligkeit im magnetischen Norden, die im Kontrast mit dem dunkeln Segment in Bogenform erschien mit einer schärfer begrenzten unteren und weniger scharf begrenzten oberen Grenze, und aus der die eigentlichen Nordlichtbogen sich erhoben, um unter mehr oder weniger starker Formänderung in die Höhe zu steigen. Blieb die Erscheinung schwach, so verblaßten diese Bogen, ehe sie eine sehr beträchtliche Höhe erreichten; sie zeigten niemals eine innere Struktur; an Tagen größerer Intensität stiegen sie bis zum Zenit und verschwanden im Süden, wobei je nach der Intensität aus ihnen sich sogenannte Bänder (Draperien) mit deutlicher strahlenförmiger Struktur oder gar die Nordlichtkrone entwickelte.

Die Mannigfaltigkeit der Nordlichtformen ist bekanntlich so groß, daß man sie kaum alle beschreiben kann, und die eben geschilderte ist nur die gewöhnliche (gewissermaßen normale), die wohl auch für die Erscheinungen vom 30. Juni in Betracht kommt, die man aber in unseren Breiten meist übersieht, wenn sie nicht besonders hell ist. M. P. Rudzki in Krakau hat auch in der Tat einen bogenförmigen Streifen über dem hellen Segment beobachtet.

Die Einwände einiger Beobachter, daß das Nordlicht keine strahlenförmige Anordnung zeigte und daß keine größeren magnetischen Störungen aufgetreten sind, sind nicht begründet; denn die meisten Nordlichter zeigten gar keine innere Struktur; diese ist vielmehr nur den Bändern (Draperien oder Krone) und den Strahlen (oder Säulen) eigen, die gewiß nur eine andere perspektivische Form der Bänder sind. Die häufigeren Nordlichterscheinungen, das Segment und die Bogen sowie der Nordlichtdunst oder Wolken (Lueur) lassen eine solche nicht erkennen. Starke magnetische Störungen begleiten nur solche Nordlichter, welche eine gewisse Höhe über dem Horizont haben und starke Bewegung zeigen.

Überraschend könnte es scheinen, daß einige Beobachter, namentlich die mit den seinerzeit sichtbaren leuchtenden Nachtwolken vertrauten, in der Erscheinung leuchtende Wolken erkennen wollen. Gewiß könnte diese Erscheinung an sich plausibel erscheinen; auch M. Wolf beschreibt in sehr anschaulicher Weise die von ihm beobachteten gleichzeitigen Erscheinungen von Wolkenbildungen; aber diese Beobachtungen, welche gegen eine Annahme von Nordlicht zu sprechen scheinen, bestätigen in ganz auffallender Weise unsere[3]) im Norden so oft gemachten ähnlichen Beobachtungen. Dort

[1]) Astron. Nachr. 4266.
[2]) Phys. Zeitschr. 3, 365, 1902.
[3]) Siehe auch A. Paulsen, Effet de l'humidité de l'air etc. Bulletin de l'Académie royale de Danemark 1895. Th. Arendt, Die Theorie des Polarlichtes von A. Paulsen; Das Wetter, Heft 3, 1907.

Digitized by Google

änderten, wie ich schon oben bemerkte, die Nordlichtbogen, die sich vom Nordhorizont emporhoben, bei Erreichung einer gewissen Höhe stets ihre Form; diese Formänderung bestand entweder im Zerfall in Bändern von großer Intensität und Beweglichkeit, welche strahlenförmig angeordnet waren und mit großen magnetischen Störungen verbunden waren — oder, der häufigere Fall, sie zerfielen in wolkenartige Gebilde, die sich von kleinen, schwach leuchtenden Wolken im Ansehen gar nicht unterschieden. Von einem solchen Bogen gelang es mir sogar, zwei successive photographische Aufnahmen im Moment des Zerfalls zu machen; die erste zeigt noch deutlich den Bogen, bei der Betrachtung der zweiten kann man sich nicht entscheiden, welche Teile als eigentliches Polarlicht und welche als Wolken anzusehen sind. Um diese Beobachtungen weiter zu verfolgen, untersuchte ich die Absorption dieser wolkenähnlichen Gebilde, und es zeigte sich, daß im Gegensatz zu den meisten Nordlichterscheinungen, welche das Sternenlicht fast ungeschwächt hindurchlassen, bei einigen dieser Gebilde eine fast vollkommene Absorption stattfand. Die Beobachtung fand in der Weise statt, daß ich mit ruhender photographischer Kamera einige Sterne während längerer Zeit aufnahm und die Zeitpunkte notierte, zu denen sich in der aufgenommenen Gegend derartige leuchtende Wolken bildeten und wieder verschwanden. Die vom Stern gezeichnete Kurve zeigt auf dem Photogramm teils eine starke Verbreitung, teils eine vollkommene Unterbrechung; ich brauche kaum zu bemerken, daß sich dies nicht nur an einer Sternkurve, sondern an mehreren benachbarten zeigt und daß auf anderen Aufnahmen die Kurven glatt verlaufen, also ein Objektiv- oder Plattenfehler nicht vorliegt. Die Wölkchen selbst waren zu schwach, als daß sie auf der Platte einen Eindruck gemacht hätten; aber die ganze Platte zeigt, wie fast alle meine Aufnahmen aus dem Norden, eine erhebliche Schwärzung, die aber sehr wohl von meinem dabei angewandten außerordentlich harten Entwickelungsverfahren herrühren kann, mit dessen Anwendung es überhaupt erst möglich wurde, die Nordlichterscheinungen aus der Platte herauszuholen.

Häufig beobachteten wir eine Mischung von Wolken und Nordlichtdunst; am auffallendsten sind aber die Beobachtungen, die wir am 12. Januar 1892 machten; mein Tagebuch berichtet darüber:

„Bis abends bedeckt; gegen 10^p teilweise Aufklärung von Norden aus; $10^p\ 59^m$ bis $11^p\ 0{,}5^m$ schwacher Bogen durch Zenit, $11^p\ 15^m$ helles Band am Nordhimmel nahe Zenit, das gleich wieder verschwindet; $11^p\ 22^m$ mehrere helle Bänder in NW, die $11^p\ 26^m$ nahezu verblaßt sind; $11^p\ 30^m$ schwacher Bogen von W nach Zenit; $11^p\ 32{,}7^m$ helle Bänder in W; $11^p\ 35^m$ bis 45^m Band in NW, Bogen in N. Die gesamten Erscheinungen bewegen sich, wie immer, N—S; der ganze Südhimmel ist von mit vom Monde beleuchteten Wolken bedeckt, die sich mit der gleichen Geschwindigkeit wie das Nordlicht N—S bewegen, während die Grenze zwischen Wolkenschleier und klarem Himmel seine Lage nicht ändert und beständig E — W durch das Zenit geht; die Nordlichtbänder bewegen sich bis zur Wolkengrenze, wo es den Anschein hat, als ob sie sich direkt in Wolken transformieren, die dann mit der gleichen Geschwindigkeit sich weiter bewegen. Im N sind Sterne 3. bis 4. Größe zu sehen, im S ist selbst der Mond stark verschleiert; der Wind wurde als leiser Zug aus E notiert. Diese Erscheinung war bis etwa $12^p\ 40^m$ zu beobachten, während sich $12^p\ 20^m$ auch der Osthimmel etwas aufgeklärt hatte; $12^p\ 40^m$ bezieht es sich plötzlich ganz, mit Ausnahme des Nordhorizontes. $12^p\ 48^m$ beginnt wieder Aufklärung von N aus; von Nordlicht ist nichts mehr zu bemerken."

Ein Zusammenhang zwischen Polarlicht und Bildung von Wolken ist heute nicht mehr zu leugnen; wollte man eine solche Annahme doch verwerfen, so wäre nur anzunehmen, daß sich am Südhimmel eine dünne Wolkenwand befand, die eine durch das Zenit gehende scharfe Grenze hatte; eine solche Wolkenwand hat man bekanntlich häufig Gelegenheit zu beobachten, besonders bei Mondschein. Die Bewegung auch der Wolken nach Süden müßte man dann einer — von mir ungern zugegebenen — Täuschung zuschreiben, hervorgerufen durch die auch am Südhimmel vor sich gehende Bewegung des Nordlichtdunstes in dieser Richtung, in welchem Falle aber der Nordlichtdunst unter den Wolken sich bewegt haben müßte.

Hiermit wirft sich auch die immer noch unentschiedene Frage nach der Höhe der Nordlichterscheinungen über der Erdoberfläche auf. Die Beobachter berichten darüber, daß ihnen das Nordlicht bald in ganz enormen Höhen vor sich zu gehen schien, bald dicht über

Digitized by Google

dem Erdboden; auch ich habe sehr häufig den Eindruck gehabt, als ob wir diese Erscheinung in ziemlich geringe Höhen zu setzen hätten. Zur Feststellung der Höhe des „stillen" Nordlichtes möchte ich — mit aller Vorsicht — folgende Auffassung zur Diskussion stellen, zu der ich dadurch kam, daß das Nordlichtsegment am Nordhorizont in allen Breiten in der gleichen Form und sogar in nicht allzu verschiedenen Höhen aufzutreten pflegt, mit dem einzigen Unterschied, daß das dunkle (untere) Segment nur in hohen Breiten sich ausprägt. Fr. Busch[1]) in Arnsberg i. W. hat die Höhe des höchsten Punktes des Gebildes vom 30. Juni zu 5° gemessen, woraus sich unter der Annahme von leuchtenden Wolken, wie Fr. Busch auch angibt, eine Höhe von rund 52 km ergeben würde. Bei dieser Höhe hätte aber das Gebilde eine Parallaxe zeigen müssen und z. B. von Kopenhagen aus im Westen oder nahe dem Zenit sichtbar sein müssen. Ich will versuchen, eine Erklärung dafür zu geben, daß diese Nordlichterscheinungen keine Parallaxe zeigen und daß dagegen die Perspektive die Hauptrolle bei den Form- und Lageverschiedenheiten spielt.

Denken wir uns in einer gewissen Höhe über der Erdoberfläche einen dünnen Nordlichtschleier wie einen Mantel ausgebreitet, der nach Norden zu an Intensität zunimmt und durch den sich die so häufig zu beobachtende ausgebreitete Himmelshelligkeit erklärt; im Zenit sieht man durch diesen Mantel senkrecht hindurch ($\beta = 90^0$) und am Horizont unter dem kleinsten Winkel. Die scheinbare Intensität des Lichtes muß dann roh genähert so zunehmen, wie der Sinus des Winkels, unter dem man durch den Mantel hindurch sieht. Ist a die Höhe des Mantels über der Erde, r der Krümmungsradius der Erde oder des Mantels, so findet sich dieser Winkel für den Horizont sehr nahe aus $\sin\beta = \sqrt{\frac{a}{r}}$.

Das Bemerkenswerte ist, daß β von der Lage des Beobachtungsortes unabhängig ist, die Erscheinung also keine Parallaxe zeigt, wie sie ein begrenztes Gebilde haben müßte; hiermit scheinen alle Beobachtungen übereinzustimmen; bei den bzw. Höhen

$a = 0.5 \quad 2 \quad 10 \quad 50 \quad 100$ km

findet man übrigens für den Horizont

$\beta = 0.7^0 \quad 1.6^0 \quad 3^0 \quad 7^0 \quad 10^0$

Je geringer die Höhe a ist, desto stärker muß die Intensitätszunahme nach dem Horizonte zu sein.

Nehmen wir ferner an, daß dieser Mantel (wenigstens abgesehen von einem schwachen Untergrund) keine gleichmäßige Fläche bilde, sondern daß die leuchtenden Teile in mehr oder weniger exakt geformten Ringen geordnet sind, die konzentrisch den magnetischen Nordpol umschließen, in einer gewissen Entfernung von diesem sich bilden und nach Süden wandern, so würden gerade die Erscheinungen entstehen, die das Nordlicht als Norm bietet und auch das in den nördlichen Breiten sichtbare dunkle Segment würde sich erklären.

Aus Messungen der Horizontalhöhe des dunkeln Segments an verschiedenen Orten würde sich die Höhe dieses Mantels, der übrigens die „Aurore de la première classe" von A. Paulsen[2]) darstellen würde, über der Erdoberfläche ergeben.

Eine Wanderung der Nordlichterscheinung als Ganzes von Nord nach Süd, bald mit außerordentlich großer, bald mit geringer Geschwindigkeit, haben wir in Bossekop fast ausnahmslos beobachtet, während die sehr intensiven Teile (meist Bänder) innerhalb des Ganzen sehr lebhafte Bewegungen auch nach anderen Richtungen, meist wohl geradezu Ost—West oder umgekehrt, zeigten.

Ich will diese Ideen hier nicht weiter ausführen, weil deren Verfolgung noch das Zusammenstellen weiterer Beobachtungen und eine eingehende Bezugnahme auf die von Arrhenius, Birkeland, Nordmann, Paulsen u. a. aufgestellten Theorien erfordert. — Ebenso will ich es dahingestellt sein lassen, ob die Paulsenschen „Aurores de la deuxième classe", d. h. die lebhaften Erscheinungen, welche eine strahlenförmige Struktur zeigen und mit starken magnetischen Störungen verbunden sind, nur eine perspektivische Erscheinung des „stillen" Nordlichtes sind oder aus dem Mantel emanieren.

Frankfurt a. M., August 1908.

---

[1]) Diese Zeitschr. 1908, Juli.

[2]) Sur les récentes théories de l'aurore polaire; Bulletin de l'Académie royale de Danemark 1906, Nr. 2.

Digitized by Google

Wolf über die Himmelsröte zu Ende Juni und anfangs Juli. Prof. Wolf vom astrophysikalischen Institut in Heidelberg schreibt[1]): „Am Abend des 30. Juni 1908 zeigte sich der bei Tag tiefblaue Himmel später nach Sonnenuntergang mit äußerst hohen cirrusartigen Wölkchen bedeckt, die, weit hinter (über) vereinzelten Cirruswolken gelagert, nur bei der streifenden Beleuchtung der tief unter dem Horizont stehenden Sonne sichtbar wurden. Sie hatten alle die gleiche Form wie Wimpel, deren östliches Ende nach oben, deren westliches Ende nach unten stumpfwinkelig abgebogen war, während der längere Hauptteil genau von Ost nach West gerichtet war. Die Wölkchen bewegten sich alle sehr langsam, aber erkennbar in der Richtung von Ost nach West. Die innere Struktur war ähnlich derjenigen, wie man sie häufig bei niederen Rauchschichten bei Sonnenuntergang wahrnimmt, wie lauter parallele, feinste Bleistiftlinien. Ihre Farbe war bräunlich. Die Länge betrug zwischen zwei und sieben Grad. An demselben Abend hatte sich die vollständige Reihe der Dämmerungserscheinungen bis zum vulkanischen Rubin gezeigt; am folgenden Abend (1. Juli) waren die Erscheinungen aber viel prächtiger.

Bei zunehmender Nacht verschwammen die Wimpelwölkchen zu einem ungleichmäßigen Schleier, der die ganze Nacht nicht dunkel wurde. Diese gelockten Wölkchen müssen sehr hoch gewesen sein, weil ihr Filz noch in der Höhe des Polsterns um Mitternacht, also in 49° Höhe, recht hell beleuchtet war.

Auch wir dachten zuerst an ein Nordlicht; doch konnte weder die Nordlichtlinie mit Deutlichkeit erkannt werden, noch war ein Fluktuieren oder eine Strahlenverschiebung mit Sicherheit festzustellen. Die Mitte des Scheines auf dem Horizont lag fast die ganze Nacht beim Nordpunkt; gegen 13 Uhr 15 Min. Ortszeit wenige Grad östlicher. In einem Kreis, der Nordpunkt und Pol berührte, waren um Mitternacht nur α und β Ursae majoris und Capella mit bloßem Auge noch gut erkennbar, so hell war die Beleuchtung der Schichten. Aber auch weit über den Zenit hinaus war der Himmelsgrund noch recht hell erleuchtet, sogar bis zum Südhorizont. Die Färbung des leuchtenden Schleiers im Norden war unheimlich schwefelgelb bis grünlich und entsprach nahezu derjenigen, wie sie durch eine mit Kochsalz gefärbte Weingeistflamme geschieht. Am Nordhorizont blieben die ganze Nacht cirrusartige Wolken hell erleuchtet sichtbar von durchschnittlich größerer und gröberer Gestalt als die Wimpel hoch oben bei der Abenddämmerung. Sie schienen vor dem helleren, wolligen Grund zu schweben. Die Taschenuhr konnte um Mitternacht bequem abgelesen werden. Um 13 Uhr 15 Min. war in wenigen Minuten Tageshelligkeit eingetreten, während in den Nächten vorher noch um 13 Uhr 48 Min. auf Sterne photographiert zu werden pflegte. Jetzt wurden die zahllosen Wimpel hoch oben wieder alle sichtbar, um dann bei zunehmender Beleuchtung wieder unsichtbar zu werden. Später war der Himmel oben tief blau; doch wurde besonders gegen den Nordhorizont eine schwache flockige Trübung erkannt.

Da wir an ein Nordlicht gedacht hatten, so hatten wir es gewagt, trotz der Helligkeit in dieser Nacht unsere beabsichtigten, länger zu belichtenden Sternaufnahmen auszuführen, weil frühere Erfahrungen uns gezeigt hatten, daß ein Nordlicht nicht viel stört. Unsere Aufnahmen aus dieser Nacht wurden aber alle fast ganz schwarz und unbrauchbar. Dies spricht ebenfalls gegen die Auffassung der Erscheinung als Nordlicht.

Am Abend des 1. Juli wurde wieder der wollige, wimpelbesäete Himmel sichtbar. Aber die Wimpel waren deutlich viel größer und gröber geworden. Sie standen dem Anblick nach viel tiefer. Richtung und Zug war wieder genau Ost gegen West. Die Dämmerungserscheinungen waren viel prächtiger als am 30. Juni. Schwefelgelb und Rubin traten brillant auf.

Später war abermals der nordlichtartige Schein sichtbar, aber viel schwächer als in der vorangegangenen Nacht. Der Schein reichte kaum über den Pol empor und war viel weniger hell, so daß viele, schwächere Sterne bequem darin gesehen werden konnten, d. h. in größeren Höhen; gegen den Nordhorizont hinunter war alles ganz hell erleuchtet und zwar die ganze Nacht hindurch. In der Nähe des Horizontes war eine große Anzahl Wimpel von der beschriebenen ganz charakteristischen Form sichtbar; sie waren recht groß und ähnelten in Farbe und Helligkeit sehr den leuchtenden Nachtwolken Ende der achtziger Jahre. Alle waren Ost-West gerichtet und zogen mit ziemlich beträchtlicher Geschwindigkeit genau nach Westen. Näher am Horizont machten die Wolken den Eindruck leuchtender

[1]) Astronomische Nachrichten, Nr. 4266.

Digitized by Google

Schneefelder. Um 13 Uhr 35 Min. Ortszeit, nach Beendigung der Sternaufnahmen, wurde bei einem größeren Wimpel die Geschwindigkeit roh beobachtet. Der Wimpel in 8 bis 10° Höhe bewegte sich um seine Länge von etwa 7° in etwa 7 Minuten nach Westen; doch ist diese Schätzung nur ganz roh.

Die photographischen Aufnahmen aus dieser Nacht wurden zwar noch etwas dunkel, blieben aber benutzbar.

Nach Sonnenuntergang war auch eine Aufnahme des wolligen Abendhimmels selbst gemacht worden.

Am 2. Juli zeigte der blaue Himmel tagsüber wieder eine strukturlose, weißliche, gescheckte Trübung, auffallender als am 1. Juli.

Am Abend des 2. Juli waren nur noch wenige Lockenwolken, und viel unschärfer, sichtbar. Dem Anblick nach lagen sie noch viel tiefer als am 1. Juli. Nachts waren nur noch Spuren der Lichterscheinung erkennbar.

Nach unserer Ansicht muß der merkwürdige Vorgang durch eine in den höchsten Schichten der Atmosphäre am Tage des 30. Juni entstandene Stauberfüllung hervorgerufen worden sein, die sich im Laufe von wenigen Tagen in die tieferen Schichten herabsenkte."

George C. Simpson: Die Orientierung fallender Prismen in der Luft. Prof. W. Köppen bemerkt im Junihefte dieser Zeitschrift auf S. 280, daß die Orientierung fallender Prismen von größter Wichtigkeit für solche, die sich um die meteorologische Optik interessieren, ist. Die Experimente mit den Papiermodeln, welche er als Stütze für seine Darlegungen beschreibt, sind so einfach durchzuführen und geben solche entscheidende Resultate, daß weitere Anhaltspunkte kaum notwendig erscheinen. Trotzdem glaube ich, daß folgende Beobachtungen von Interesse sein können. Im Jahre 1904 war ich im äußersten Norden von Norwegen mit einer meteorologischen Arbeit beschäftigt und hatte dort öfters Gelegenheit, die meteorologischen Phänomene zu beobachten, welche auftreten, wenn die Luft bei sehr niedriger Temperatur mit kleinen Eiskristallen erfüllt ist. Bei einigen Fällen, in denen die Luft ganz erfüllt von Eiskristallen war, ging ich aus, die optischen Erscheinungen zu beobachten, die damit auftraten. Wenn man gegen die Sonne schaut, erscheint vor einem die ganze Atmosphäre von glitzernden Flittern erfüllt, was von der Reflexion der Sonnenstrahlen durch die Eiskristalle herrührt. Diese Flittern waren augenscheinlich die Komponenten, welche den vertikalen Arm des Kranzes als Teil des die Sonne umgebenden Halophänomens erzeugten.

Mir war es ganz gut möglich, einen einzigen Flitter ins Auge zu fassen und auf seinen Fall weiter zu verfolgen. In den meisten Fällen konnte ich den tatsächlichen Eiskristall selbst genau sehen und ihn auf einem darunter gehaltenen Blatt Papier auffangen und unter der Lupe untersuchen.

Eine der ersten Tatsachen, die ich bemerkte und welche sich oft und oft bestätigte, war die, daß die Eiskristalle, welche nahezu alle die Tafelform besaßen, in der Luft mit ihrer Basisfläche horizontal fielen. Diese Tatsache zog meine Aufmerksamkeit um so mehr an, als ich gerade damals das Lehrbuch der kosmischen Physik von Arrhenius durchgelesen hatte, und mir die Behauptung, auf die bereits Prof. Köppen hingewiesen, in Erinnerung brachte: „Die Kristalle streben so zu fallen, daß sie dem geringsten Luftwiderstand begegnen, dies geschieht, wenn die Achsen der Nadeln und die Basisflächen der Tafeln vertikal sind". . . Zu jener Zeit glaubte ich, Arrhenius' Behauptung auf einen Schreibfehler zurückführen zu können, um so eher, als mir nicht schien, daß die Theorie der Haloerscheinungen einen wesentlichen Fehler in sich schließe.

Mit Bezug auf einen späteren Punkt wirft Prof. Köppen noch die Frage der Rotation der Eiskristalle auf. Zu jener Zeit beobachtete ich diese Frage noch nicht, jedoch erinnere ich mich ganz genau, daß die Tafeln, die ich beobachtete, in der Luft in einer horizontalen Lage schwankten, und keine Drehbewegung zeigten, aus dem Grunde, weil, wie ich früher sagte, der breite Lichtfunke, der von einem Eiskristall herrührte, öfter eine ganz beträchtliche Zeit hindurch beobachtet werden konnte.

Über den täglichen Gang der Temperatur in den höheren Luftschichten. Herr W. Wundt hat sich die dankenswerte Aufgabe gestellt, aus den Aufstiegen von Drachen und

Digitized by Google

Registrierballons zu Hald in Jütland, unter Leitung des Herrn Teisserenc de Bort, den täglichen Temperaturgang in 1200 m Seehöhe zu berechnen, wobei er der Schwierigkeit der Lösung dieser Aufgabe und der erheblichen Fehlergrenzen der Resultate sich stets bewußt geblieben ist[1]).

Es soll hier die Methode der Berechnung, die manchen Bedenken unterliegt, nicht kritisiert werden, namentlich nicht, ohne eine bessere vorschlagen zu können. Aber die Diskussion der erlangten Resultate darf nicht ohne einigen Widerspruch bleiben, damit das Ergebnis nicht unkritisiert als feststehend, wie dies so leicht geschieht, von weiteren Kreisen angenommen werde.

Der Herr Autor legt das Hauptgewicht auf die aus seiner Rechnung sich ergebende Form der täglichen Periode der Temperatur in 1200 m Seehöhe, welche ein doppeltes tägliches Maximum und Minimum zeigen soll, wobei namentlich auf ein sekundäres Maximum am Abend Gewicht gelegt wird. Wenn man aber die Gesamtmittel (S. 340), denen ja doch das größte Gewicht beigelegt werden muß, ansieht, so vermag man in der entsprechenden Zahlenreihe wohl sicherlich nur eine einfache tägliche Periode zu erkennen. Ich kann darin keine Andeutung einer doppelten täglichen Periode finden.

Das zeigt auch eine schärfere Darstellung dieser Zahlenreihe durch Berechnung nach Sinuswellen. Man erhält:

$$0.55 \sin (248.8 + x) + 0.04 \sin (346{,}0 + 2x).$$

Die Amplitude der doppelten täglichen Welle ist demnach sehr gering, sie liegt weit unter der Fehlergrenze der Resultate.

Fassen wir nun noch die Herbstmittel 1902 ins Auge, denen natürlich, der geringen Anzahl von Beobachtungen wegen, eine geringere Bedeutung zuerkannt werden muß.

Zunächst ist zu bemerken, daß die angeführten Abweichungen vom Tagesmittel nicht 0 geben. Die +-Abweichungen geben als Summe 4.0, die —-Abweichungen nur 2.5, sind also viel kleiner, und der tägliche Gang wird dadurch erheblich entstellt. Verteilt man den Überschuß der +-Abweichungen so, daß die Summe der Abweichnngen Null wird, so erhält man beiläufig folgenden täglichen Gang in Zehntelgraden:

Mittn.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
—3	—5	—8	—6	—1	0	0	0	0	0	0	1
Mittg.	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**
4	5	4	1	1	1	3	4	3	3	—2	—5

In dieser Zahlenreihe zeigt sich allerdings eine doppelte tägliche Periode mit einem Maximum um 1^h nachmittags und etwa um 7^h abends, und zwei Minima um 2^a und 4^p. Von vornherein möchte man wohl sagen, daß dieser Gang wahrscheinlich nur ein Ergebnis der ungenügenden Zahl der Beobachtungen und der daraus sich ergebenden erheblichen Fehler der Mittelwerte sein dürfte. Stellt man für diese Zahlenreihe die entsprechenden Sinusglieder auf, so erhält man:

$$0.36 \sin (235.5^0 + x) + 0.16 \sin (230.2^0 + 2x).$$

Die doppelte tägliche Periode hat hier eine etwa halb so große Amplitude als die ganztägige.

Um die Eintrittszeiten der täglichen Extreme besser beurteilen zu können, habe ich nach diesen Gleichungen den täglichen Gang in zweistündigen Werten berechnet, wie folgt:

Täglicher Gang der Temperatur in etwa 1200 m Seehöhe nach Wundt:

Mittn.	2	4	6	8	10	Mittg.	2	4	6	8	10
					Gesamtmittel						
—.53	—.52	—.39	—.19	.05	.31	.51	.58	.47	.21	—.11	—.39
					Herbst 1902						
—.42	—.51	—.36	—.09	.12	.19	.18	.21	.30	.33	.18	—.13

In der zweiten Reihe erscheint ein schwaches zweites Minimum um Mittag angedeutet, das Hauptmaximum fällt auf 6^h abends.

---

[1]) Meteorol. Zeitschr. 1908, S. 337 bis 341.

Digitized by Google

Den von Hrn. Wundt angeführten Belegen für ein zweites abendliches oder nächtliches Maximum der Temperatur möchte ich kein Gewicht beilegen, ohne hier auf die Gründe dafür eingehen zu können.

Für die freie Atmosphäre müßte man die Rechnung mit Zugrundelegung eines genügenden Beobachtungs-Materiales wiederholen. Sollten nicht die vielen Drachen- und Ballonaufstiege bei Berlin und Lindenberg schon ein Material dafür liefern? Die Rechnung müßte aber so geführt werden, daß man den Einfluß der Fehlerquellen jederzeit zu beurteilen imstande wäre, besonders an den zweifelhaften fraglichen Stellen. J. Hann.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen in Oberägypten und im Sudan. Wir verdanken Hrn. Kapt. Lyons, Vorstand des Survey Department, die Jahresberichte über die Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen, die seit etwa 1901 nun auch in Oberägypten, südlich vom Wendekreis, angestellt werden. Bis zu dieser Zeit hatten wir über die klimatischen Verhältnisse dieser Gegenden keine einigermaßen genauen Zahlenwerte. Was speziell die Temperatur von Khartum anbelangt, so war man auf die Daten angewiesen, die ich im Jahre 1875 (Meteorol. Zeitschr. 1875, Bd. X, S. 192) berechnet und zusammengetragen habe (s. ferner 1881, Bd. XVI, S. 352 bis 354).

Wenngleich diese neueren meteorologischen Beobachtungen erst wenige Jahre umfassen, schien es mir doch von wesentlichem Interesse, die jetzt vorliegenden einzelnen Jahreswerte zu vorläufigen Mittelwerten zusammenzufassen und so zu einer Übersicht über die gegenwärtigen Kenntnisse des Klimas von Oberägypten zu gelangen. Diesem Bestreben verdanken die nachfolgenden Tabellen der klimatischen Elemente von

Assuan	24°	2′	N	32°	53′	E	110 m
Berber	18	1	N	34	4	E	350 m
Khartum	15	37	N	32	33	E	383 m
Dueim	13	59.5	N	32	25	E	(382 m?)
Mongalla	5	11	N	31	47	E	464 m

ihre Entstehung.

Für die Temperatur liegen Beobachtungen zu den Terminen 8^a, 2^p und 8^p vor, sowie die täglichen Extreme. Die Temperaturmittel werden in den Jahresberichten abgeleitet aus $(8 + 2 + 8 + \text{Min.}) : 4$. Wieweit diese Mittel richtig sein mögen, ist nur für Kairo konstatiert worden, das aber rund 15° nördlicher liegt als Khartum. Die Korrektion der Mittel der täglichen Extreme ist unbekannt und überhaupt meist recht unsicher.

Deshalb habe ich mich zunächst bemüht, nach den Ergebnissen der stündlichen Beobachtungen in Indien unter ähnlichen Breiten und in einem ähnlichen Klima die Korrektion des Mittels $(8 + 2 + 8 + \text{Min.}) : 4$ und zum Teil auch des Mittels der täglichen Extreme zu erfahren. Die folgende Tabelle enthält die Ergebnisse dieser Untersuchung.

Korrektionen des Mittels $(8^h + 2^h + 8^h + \text{Min.}) : 4$.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Bellary 15° 9′ N, 450 m.	+0.6	+0.7	+0.6	+0.5	+0.3	+0.1	+0.1	+0.2	+0.2	+0.3	+0.4	+0.5	+0.4
Belgaum 15° 52′ N, 770 m.	+0.6	+0.5	+0.3	+0.2	+0.1	+0.1	+0.1	+0.0	+0.0	+0.0	+0.3	+0.4	+0.2
Kairo 30° 5′ N, 33 m.	+1.1	+1.0	+1.0	+1.0	+0.8	+0.8	+0.5	+0.5	+0.6	+0.8	+0.9	+0.9	+0.8
Bellary, Korrektion der Mittel der täglichen Extreme.	−0.3	−0.2	−0.2	−0.2	−0.3	−0.5	−0.6	−0.5	−0.4	−0.3	−0.3	−0.3	−0.35

Khartum 15° 37′ N, 383 m.

Mittel Juli 1900 bis Dezember 1905 ($5\frac{1}{2}$ J.) $(8^h + 2^h + 8^h + \text{Min.}) : 4$, korr. nach Bellary.	21.8	24.1	27.2	30.7	33.3	33.1	31.3	31.0	31.6	31.3	27.9	23.5	28.9
Mittel 1903 bis 1905 korrigiert.													
$(8^h, 2^h, 8^h, 4\,\text{Min.})$	21.7	22.2	25.6	30.0	32.6	33.3	31.6	31.3	31.2	30.8	28.1	23.8	28.5
Tägl. Extreme	22.0	22.4	25.8	29·7	32.3	33.5	31.6	31.3	31.2	31.0	28.4	24.3	28.6

Februar und März 1901 und 1902 haben auffallend hohe Temperaturmittel: 26.2 und 29.0 unkorrigiert, also 26.9 und 29.6 korrigiert, dagegen haben Januar und Februar 1903 sehr niedrige Temperaturen: 18.6 und 19.5, korrigiert 19.2 und 20.2, die Jahre 1904 und 1905 geben korrigiert 23.2 und 26.3, d. i. das Mittel aus 1901/1905 und 1903 und 1905. Ich möchte deshalb diese Mittel adoptieren.

Digitized by Google

Man wird in der Tabelle bemerken, daß die Korrektionen, die ich für Bellary und für Belgaum berechnet habe, sehr befriedigend übereinstimmen, so daß man sie mit voller Beruhigung auch für Khartum verwenden kann. Mit den Korrektionen des Mittels der täglichen Extreme verhält es sich anders, sie sind sehr verschieden, eine Erfahrung, die ich bei diesen Mitteln sehr oft gemacht habe. Ich meine die Korrektionen, die Bellary gibt, verwenden zu können. In der Tat stimmen, wie die Tabelle zeigt, die korrigierten Mittel 8, 2, 8, Min. und Max./Min. sehr befriedigend überein.

Von den Mitteln der täglichen Extreme konnte ich aber nur die drei Jahre 1902, 1904 und 1905 verwenden, weshalb ich für diese drei Jahre auch separat die Mittel 8, 2, 8, Min. rechnete. In den ersten Jahrgängen von Khartum kommen in diesen Mitteln für Februar und März so abweichende Zahlen vor, daß man sie wohl besser überhaupt ausschließt.

In der folgenden kleinen Tabelle sind die Temperaturmittel aller hier bearbeiteten Stationen zusammengestellt.

Übersicht der Mitteltemperaturen.

Ort	Breite	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Assuan .	24.0	15.1	18.4	21.7	26.6	30.6	33.0	33.0	32.5	30.8	28.6	22.0	17.0	25.8
Berber .	18.0	20.6	22.7	26.2	30.1	34.4	34.8	33 5	34.0	33.1	30.4	26.0	21.9	29.0
Khartum	15.6	21.7	22.2	25.6	30.0	32.6	33.3	31.6	31.3	31.2	30.8	28.1	23.8	28.5
Dueim .	14.0	21.3	22.0	26.5	30.5	32.1	31.2	28.4	28.5	28.4	29.4	26.5	22.8	27.3
Mongalla	5.2	27.2	27.3	27.6	27.1	26.2	25.8	24.5	24.5	25.7	25.7	26.5	26.2	26.2

Berber unter 18° N scheint der heißeste Ort in Oberägypten zu sein, auf das Meeresniveau beiläufig reduziert gibt das Jahresmittel 30.8°, Khartum gibt 30.4°, weiter nach Süden nimmt die Temperatur wieder ab, Dueim etwa 29° und Mongalla, schon ganz im Süden, 28.5°.

Assuan und Berber sind regenlos, Khartum hat nur 123 mm jährliche Niederschlagmenge, Dueim schon 282 und Mongalla 971 mm. Khartum liegt an der Nordgrenze der Sommerregen, wie Timbuktu im französischen Sudan unter ähnlicher Breite.

Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen in Khartum zwischen 1901 und 1905 inkl., 15° 38′ N, 32° 33′ E, 383 m.

	Luftdruck	Temperatur: Mittel 8, 2, 8 Min. 5½ J.	Korrigiert	Mittel der tägl. Extreme 1903 bis 1905		Tägl. Amplituden	Mittel	8, 2, 8 Min. 1903/05 korrigiert	Korrigiert	Mittlere, Monats- und Jahresextreme		Differenz	Feuchtigkeit 8, 2, 8 mm	Prox.
Januar .	728.3	21.2	21.8	14.2	30.5	16.3	22.3	22.0	21.7	9.2	36.3	27.1	5.7	30
Februar.	27.9	23.4	24.1	14.6	30.9	16.3	22.7	22.4	22.2	11.6	38.9	27.3	5.7	27
März . .	26.5	26.6	27.2	16.7	35.2	18.5	25.9	25.7	25.6	12.8	42.2	29.4	5.2	19
April . .	25.2	30.2	30.7	20.2	39.6	19.4	29.9	29.7	30.0	15.9	43.9	28.0	6.1	17
Mai . .	24.7	33.0	33.3	24.0	41.3	17.3	32.6	32.3	32.6	19.0	44.4	25.4	8.6	23
Juni . .	25.1	33.0	33.1	26.0	42.1	16.1	34.0	33.5	33.3	21.4	44.9	23.5	11.1	32
Juli . .	25.5	31.2	31.3	25.4	39.1	13.7	32.2	31.6	31.6	21.2	43.1	21.9	13.1	43
August .	25.5	30.8	31.0	25.2	38.5	13.3	31.8	31.3	31.3	20.7	41.9	21.2	14.4	47
Sept. . .	25.9	31.4	31.6	24.0	39.2	15.2	31.0	31.2	31.2	21.0	42.8	21.8	13.1	41
Oktober.	25.8	31.0	31.3	23.3	39.3	16.0	31.3	31.0	30.9	19.5	42.0	23.5	10.2	33
Nov. . .	27.3	27.5	27.9	20.7	36.7	16.0	28.7	28.4	28.2	16.5	39.8	23.3	8.2	31
Dez. . .	28.3	23.0	23.5	15.8	33.4	17.6	24.6	24.2	23.9	9.9	36.5	26.6	6.7	32
Jahr . .	726.3	28.5	28.9	20.8	37.1	16.3	28.9	28.6	28.5	8.3	45.6	37.3	9.0	31

	Bewölkung	Regenmenge 8 Jahre	Häufigkeit der Winde, 3 Beobachtungen: N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen	Mittel φ	Wind R. (Tage)
Januar . .	0.6	0	66	21	1	0	0	0	0	5	0	N 8° E	28.5
Februar . .	0.8	0	51	25	2	0	0	0	1	6	0	N 11° E	24.8
März . . .	1.1	0	42	38	2	2	0	0	1	8	0	N 17° E	25.8
April . . .	1.1	0	33	34	5	3	1	1	0	12	1	N 20° E	21.4
Mai	3.0	4	17	16	9	7	16	8	4	14	3	N 26° E	4.1
Juni	3.4	22	3	6	4	7	24	25	14	5	2	S 31° W	12.2
Juli	5.0	32	3	2	1	7	36	35	7	2	0	S 23° W	21.8
August . .	4.6	42	1	2	1	5	38	37	6	1	2	S 23° W	23.3
September .	4.7	12	12	8	2	3	30	22	5	3	5	S 25° W	10.2
Oktober . .	2.9	11	26	24	1	4	14	10	6	3	5	N 16° E	7.3
November .	1.3	0	44	31	1	1	3	2	1	3	4	N 17° E	22.3
Dezember .	0.5	0	61	29	1	0	1	0	0	1	0	N 14° E	27.8
Jahr . . .	2.4	123	360	235	30	38	162	138	47	61	22	N 7° E	95.0

Digitized by Google

Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen in Assuan zwischen 1901 bis 1905, 24° 2′ N, 32° 53′ E, 110 m.

	Mittel 8, 2, 8 Min. korrigiert	Temperatur: Mittlere Extreme	Temperatur: Tägliche Extreme	Temperatur: Mittel	Temperatur: Tägliche Amplituden	Feuchtigkeit: Relativ. Absolute	Feuchtigkeit: Relativ. Mittel	2 h	Mittlere Bewölkung
Januar	15.1	8.8	22.8	15.8	14.0	5.9	52	30	0.7
Februar	18.4	10.7	26.8	18.7	16.1	5.3	40	22	0.7
März	21.7	13.4	30.4	21.9	17.0	5.6	34	17	1.0
April	26.6	18.0	35.8	26.9	17.8	7.4	31	17	1.2
Mai	30.6	22.1	39.3	30.7	17.2	7.8	29	15	0.7
Juni	33.0	24.5	41.8	33.1	17.3	8.4	26	15	0.2
Juli	33.0	24.8	41.6	33.2	16.8	7.8	24	13	0.1
August	32.5	24.8	41.4	33.1	16.6	8.0	26	13	0.1
September	30.8	23.2	39.8	31.5	16.6	9.1	32	18	0.1
Oktober	28.6	20.7	38.1	29.4	17.4	9.5	38	22	0.2
November	22.0	14.6	31.2	22.9	16.6	8.0	47	25	0.3
Dezember	17.0	10.3	25.8	18.1	15.5	6.6	51	30	0.3
Jahr	25.8	18.0	34.6	26.3	16.6	8.1	36	20	0.5

Mittlere absolute Jahresextreme 3.8° und 46.5°.

Berber, 18° 1′ N, 34° 4′ E, 350 m.

	Mittel korrigiert	Mittlere tägliche Extreme 1902 bis 1905		Tägliche Amplituden	Mittel	Feuchtigkeit: Relative	Feuchtigkeit: Absolute
Januar	20.6	11.8	30.2	18.4	21.0	48	8.7
Februar	22.7	13.0	31.2	18.2	22.1	40	7.3
März	26.2	17.1	35.4	18.3	26.2	25	6.2
April	30.1	20.0	39.2	19.2	29.6	14	4.4
Mai	34.4	25.3	43.0	17.7	34.2	19	7.7
Juni	34.8	26.8	44.3	17.5	35.5	18	6.8
Juli	33.5	26.8	42.4	15.6	34.6	29	10.3
August	34.0	27.8	42.7	14.9	35.2	24	8.8
September	33.1	26.8	42.1	15.3	34.4	27	9.7
Oktober	30.4	23.4	39.8	16.4	31.6	30	9.0
November	26.0	20.3	35.5	15.2	27.9	34	8.0
Dezember	21.9	14.8	31.5	16.7	23.1	30	7.0
Jahr	29.0	21.2	38.1	16.9	29.6	29	7.8

Mittlere Jahresextreme 5.9° und 46.8°.

Dueim, 13° 59.5′ N, 32° 25′ E, 382 m.

	Mittel 8, 2, 8 Min. korrigiert	Mittlere tägliche Extreme 1903 bis 1905		Mittel	Amplitude	Feuchtigkeit: Relative	Feuchtigkeit: Absolute	Regen 1902 bis 1905
Januar	21.3	13.0	32.9	22.9	19.9	27	4.9	0
Februar	22.0	13.4	33.7	23.5	20.3	17	3.1	0
März	26.5	17.3	37.1	27.2	19.8	11	2.7	6
April	30.5	20.9	40.5	30.7	19.6	10	3.3	0
Mai	32.1	24.1	40.6	32.3	16.5	24	8.5	21
Juni	31.2	24.8	40.0	32.4	15.2	30	13.1	14
Juli	28.4	23.5	36.8	30.1	13.3	56	15.9	86
August	28.5	22.9	36.1	29.5	13.2	63	17.2	87
September	28.4	22.8	38.0	30.4	15.2	53	14.6	53
Oktober	29.4	22.7	40.1	31.4	17.4	35	10.2	15
November	26.5	19.8	37.3	28.5	17.5	23	6.0	0
Dezember	22.8	14.5	33.6	24.0	19.1	24	4.8	0
Jahr	27.3	20.0	37.2	28.6	17.2	31	8.7	282

Mittlere Jahresextreme 7.5° und 47.7°.

Mongalla (1903/5, Temp.-Mittel bis 1906 incl.), 5° 11′ N, 31° 47′ E, 464 m.

	Temperatur Mittel	Mittlere tägliche Extreme		Tägliche Amplituden	Mittel	Relative Feuchtigkeit 1904, 1905	Regen 5 Jahre
Januar	27.2	20.1	38.1	18.0	29.1	58	3
Februar	27.3	20.4	35.8	15.4	28.1	60	39
März	27.6	22.5	32.6	10.1	27.5	64	51
April	27.1	22.6	33.0	10.4	27.8	72	103
Mai	26.2	22.1	31.9	9.8	27.0	81	93
Juni	25.8	21.4	32.7	11.3	27.0	82	138
Juli	24.5	20.5	30.9	10.4	25.7	85	111
August	24.5	20.2	31.1	10.9	25.6	85	157
September	25.7	21.0	33.6	12.6	27.3	81	92
Oktober	25.7	20.6	34.1	13.5	27.3	81	140
November	26.5	20.7	34.9	14.2	27.8	77	35
Dezember	26.3	19.5	35.4	15.9	27.4	75	4
Jahr	26.2	21.0	33.7	12.7	27.3	75	971

Mittlere absolute Jahresextreme 40.3° und 15.2°.

Digitized by Google

Ich hatte 1875 für Khartum das Luftdruckmittel 724.6 mm gefunden, was mit Rücksicht auf die verschiedenen Lokalitäten nicht schlecht stimmt; desgleichen die mittlere Temperatur mit 28.5, die sogar genau stimmt (Bd. X, S. 192); die einzelnen Monatsmittel weichen allerdings im Winter erheblich ab, sie sind aber auch meist nur einjährig.

Für Gondokoro 5° 2′ N habe ich als Temperaturmittel 26.8 gefunden (1881, Bd. XVI. S. 253), Mongalla gibt 5° 11′ N jetzt (korr.) 26.2, das Mittel der täglichen Extreme ist aber 27.3°. J. Hann.

Meteorologische Beobachtungen in dem Gebiete der Hudsonsbai im Jahre 1905. Dem kürzlich erschienenen Report of the Met. Service of Canada, Director R. F. Stupart, for the year 1905, entnehmen wir als Fortsetzung der Mitteilungen im Jahrgang 1907, S. 382 dieser Zeitschrift die folgenden Beobachtungsergebnisse aus dem Jahre 1905.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu York Factory (Hudsonsbai) im Jahre 1905, 57° 0′ NBr., 92° 28′ WL., 17 m.

	Luftdruck			Temperatur								Niederschlags-		Schnee-
							Mittl.		Absol.					
	Mittel	Max.	Min.	8a	2p	10p	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.	Menge	Tage	Tage
Jan.	764.0	781.8	744.7	— 30.1	— 27.3	— 28.2	— 21.6	— 31.8	— 26.7	— 1.1	— 40.0	14	7	7
Febr.	62.0	81.5	42.9	— 25.7	— 21.2	— 24.7	— 18.2	— 29.9	— 24.1	— 3.9	— 37.2	11	7	7
März	60.2	76.0	46.0	— 17.2	— 13.0	— 17.1	— 10.1	— 22.3	— 16.2	2.2	— 36.1	11	5	5
April	59.9	74.4	46.0	— 9.3	— 6.1	— 9.5	— 3.2	— 12.7	— 7.9	10.6	— 20.0	23	11	10
Mai	61.7	70.1	51.6	2.3	4.6	0.3	6.1	— 2.7	1.7	21.1	— 8.3	2	5	0
Juni	58.4	69.9	40.6	8.9	9.6	5.4	13.4	0.8	7.1	25.6	— 3.9	62	12	4
Juli	57.2	67.3	46.2	11.2	13.1	9.1	18.3	5.7	12.0	27.8	0.6	51	15	0
Aug.	56.4	66.0	44.7	8.4	11.1	8.4	14.9	3.8	9.4	21.7	1.1	35	12	0
Sept.	—	66.6	37.1	—	—	—	14.9	3.2	9.0	25.0	— 1.7	93	9	1
Okt.	56.4	67.8	33.8	— 4.3	— 2.1	— 3.9	0.3	— 7.3	— 3.5	9.4	— 26.7	71	13	3
Nov.	57.7	71.9	37.9	— 14.6	— 11.3	— 13.5	— 7.5	— 16.6	— 12.1	2.2	— 32.8	30	6	8
Dez.	59.9	71.9	45.0	— 23.6	— 20.9	— 12.4	— 17.1	— 27.9	— 22.5	— 5.6	— 38.9	46	10	10
Jahr	—	781.8	733.8	—	—	—	— 0.8	— 11.4	— 6.1	27.8	— 40.0	449	112	55

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Fort Hope (Albany River) im Jahre 1905, 51° 32′ NBr., 87° 48′ WL.

	Luftdruck			Temperatur								Bewölkung	Niederschlag	
							Mittleres		Mittel	Absol.				
	Mittel	Max.	Min.	8a	2p	7p	Max.	Min.	Max. + Min.	Max.	Min.		Menge	Tg
Jan.	742.9	762.0	723.9	— 26.6	— 18.9	— 21.8	— 16.2	— 29.5	— 22.8	— 1.1	— 37.8	3.0	5	1
Febr.	42.2	57.4	25.4	— 23.0	— 14.7	— 17.6	— 12.3	— 27.5	— 19.9	5.6	— 40.6	3.1	5	1
März	40.6	52.8	25.2	— 11.8	— 4.2	— 7.0	— 1.9	— 15.9	— 8.9	9.4	— 35.0	3.5	18	3
April	37.6	56.8	25.2	— 3.8	1.8	0.2	3.9	— 7.8	— 1.9	21.7	— 15.6	5.7	23	3
Mai	39.1	48.3	26.4	4.4	9.2	7.3	11.7	— 0.9	5.4	25.0	— 6.7	5.4	42	4
Juni	39.6	56.9	30.2	12.2	16.4	15.0	19.4	4.6	12.0	28.9	— 2.8	4.5	84	7
Juli	34.5	46.7	23.9	16.8	19.7	17.9	22.6	10.7	16.6	30.0	1.7	4.7	107	6
Aug.	33.5	51.8	21.6	16.0	18.9	16.6	21.4	10.9	16.1	26.1	3.9	4.8	42	7
Sept.	34.5	51.8	16.0	11.8	15.7	13.4	17.8	6.8	12.3	28.9	1.1	4.9	83	6
Okt.	33.8	45.7	17.8	1.1	3.9	1.4	5.7	— 2.8	1.4	22.2	— 15.0	6.6	23	3
Nov.	34.0	51.3	16.8	— 9.8	— 6.3	— 8.5	— 5.1	— 13.4	— 9.2	5.6	— 31.7	6.7	0	0
Dez.	33.5	47.8	20.3	— 14.8	— 11.1	— 13.5	— 8.4	— 19.4	— 13.9	1.1	— 33.3	5.8	6	3
Jahr	737.1	762.0	716.0	— 2.3	2.6	0.3	4.9	— 7.0	— 1.1	30.0	— 40.6	4.9	438	44

Fort Churchill (Hudson Bay), 58° 51′ NBr., 94° 11′ WL. 1905.

Jan.	757.2	774.4	739.4	— 31.5	— 27.6	— 29.7	—	— 33.8	— 29.6	— 12.2	— 40.6	—	—	—
Febr.	55.4	76.2	38.4	— 29.4	— 25.3	— 28.8	—	— 32.6	— 27.8	— 12.2	— 41.7	—	—	—
März	55.4	66.8	35.8	— 22.3	— 17.0	— 23.2	—	— 27.1	— 20.8	— 3.3	— 40.0	—	—	—
April	53.6	65.3	41.2	— 10.4	— 5.7	— 13.1	—	— 16.2	— 9.7	1.7	— 23.9	—	—	—
Mai	55.4	70.9	44.5	1.1	5.2	— 3.1	—	— 6.1	1.1	13.9	— 16.7	—	—	—
Juni	54.4	63.5	44.5	5.7	10.0	0.9	—	— 2.3	5.5	21.1	— 6.7	—	—	—
Juli	50.3	60.7	38.1	10.3	14.9	8.7	—	3.2	11.3	25.0	— 1.1	—	—	—
Aug.	49.0	59.4	40.1	10.1	12.8	8.6	—	2.3	10.5	16.7	— 1.1	—	—	—
Sept.	49.8	60.5	37.1	6.9	10.3	6.4	—	0.7	7.9	23.9	— 4.4	—	—	—
Okt.	48.8	62.0	26.4	— 4.3	— 2.2	— 2.8	—	— 8.0	— 3.1	7.8	— 27.2	—	—	—
Nov.	53.3	66.6	34.8	— 16.4	— 12.2	— 16.3	—	— 18.6	— 15.0	— 1.1	— 35.0	—	—	—
Dez.	52.8	65.5	37.9	— 24.6	— 22.2	— 25.2	—	— 28.4	— 24.0	— 9.4	— 41.1	—	—	—
Jahr	752.9	776.2	726.4	— 8.7	— 4.9	— 9.8	—	— 13.9	— 7.8[1])	25.0	— 41.7	—	—	—

[1]) Mittel 8a 12, 10p.

Digitized by Google

Die Internationale photographische Ausstellung, welche in Dresden von Mai bis Oktober 1909 stattfindet, wird in der wissenschaftlichen Abteilung eine besondere Gruppe für meteorologische Photographie erhalten, welche die Entwickelung und den gegenwärtigen Stand dieses Wissenszweiges möglichst vollständig zur Anschauung bringen soll. Außer neueren photographischen Aufnahmen von bemerkenswerten meteorologischen Phänomenen sind diesbezügliche Veröffentlichungen und photographische Meßapparate für meteorologische Zwecke erwünscht. Auch ältere Instrumente, welche historisches Interesse haben und für die die früher benutzten Methoden charakteristisch sind, werden erbeten.

Besondere Anforderungen werden an die Bilder nicht gestellt, doch müssen diese den aufgenommenen Gegenstand gut und richtig wiedergeben, technisch sorgfältig hergestellt und sauber aufgemacht sein. Über Einzelheiten der Ausstellung der meteorologischen Abteilung gibt Professor Süring in Berlin W., Schinkelplatz 6, Auskunft.

L. Teisserenc de Bort[1]): Untersuchungen über die Anwesenheit der seltenen Gase in der Atmosphäre in verschiedenen Höhen. Eine Arbeit über die Höhe der Atmosphäre führte Teisserenc de Bort zu Untersuchungen über die Anwesenheit der seltenen Gase in ihr und namentlich über die Anwesenheit des Argon, Neon und des Helium in den verschiedenen Höhen. Während in den unteren Luftschichten die häufigen und fast beständigen Wirbelbewegungen ein vollständiges Durchmischen der Luft bewirken und dadurch eine gleichmäßige Zusammensetzung derselben bewirken, sind die Strömungen in den nächsten Schichten über der sogenannten „isothermen Zone" blattartig übereinander gelagert und vollständig voneinander unabhängig. Von größtem Interesse müßte deshalb die Untersuchung der Zusammensetzung der Luft in so hohen Schichten sein.

Mittels eines neu konstruierten, automatisch funktionierenden Apparates wollte Teisserenc de Bort Luftproben aus den höchsten Schichten der Atmosphäre herabholen, um sie dann genau, namentlich auf die Anwesenheit der seltenen Gase zu studieren. Der leichte Apparat wurde von kleinen Pilotballons in die höchsten Höhen gehoben und automatisch wurden aus bestimmten Höhen die Luftproben in Glaskugeln zur Untersuchung herabgebracht. Die ersten Untersuchungen wurden mit kleinen Apparaten im Juli 1907 ausgeführt; wiederholte Versuche, am Bord der „Otaria" während des letzten Sommers Luft aus den höchsten Schichten der Tropen zu sammeln, gingen jedoch fehl, da der Salzgehalt der Luft über dem Meere die Kontakte des elektrisch funktionierenden Apparates nicht arbeiten ließ. Dagegen konnten in Trappes aus der hohen Region Luftproben von 200 bis 400 cm^3 gesammelt werden.

Die Untersuchungen, die noch lange fortgesetzt werden sollen, ergaben bisher folgende Resultate:

In allen Luftproben, in welcher Höhe sie auch gesammelt wurden, fand man, wie zu erwarten war, einen beträchtlichen Gehalt an Argon. Helium, das durch seine gelbe und einige grüne und blaue Spektrallinien charakterisiert ist, wurde in den untersten Luftschichten bis zu 10 km Höhe stets angetroffen; hingegen konnte in den Luftproben, die in 14 km Höhe gesammelt waren, Helium nicht nachgewiesen werden. Neon, das durch seine gelben und roten Spektrallinien charakterisiert wird, wurde deutlich in allen Luftproben gefunden. Dieses Resultat scheint das Identifizieren mehrerer im Spektrum des Polarlichtes beobachteter Linien mit denen des Neon zu rechtfertigen, aber unter Vorbehalt, da die gelbe Linie $\lambda = 5852$ im Polarlicht nicht gefunden werden konnte, während sie die verschiedenen Luftproben sehr hell zeigten.

Zusammensetzung der Atmosphäre. Über den Gehalt der Atmosphäre an inaktiven Gasen teilt Herr William Ramsay nachstehende Berichtigung zu seinen früheren Berechnungen mit: „Die für Krypton und Xenon aus den Volumen berechneten Gesamtgewichte sind zehnmal zu klein: statt $Kr = 0.0028$ Proz. muß es heißen 0.028 Proz. und statt $Xe = 0.0005$ lese man 0.005 Proz. Für Helium und Neon sind alle Prozentangaben 100 mal zu klein; statt: Helium ist dem Gewichte nach in gasförmiger Luft = 0.000 000 56 Proz., dem Volumen nach = 0.000 004 0 Proz., muß es heißen: dem Gewichte nach in gasförmiger

[1]) Aus Compt. rend. 147, 219. 20. Juli 1908.

Digitized by Google

Luft = 0.000 056 Proz. und dem Volumen nach = 0.000 40 Proz.; und statt: Neon dem Gewichte nach in gasförmiger Luft = 0.000 008 6 Proz. und dem Volumen nach 0.000 012 3 lese man: Neon nach Gewicht in gasförmiger Luft 0 000 86 Proz., dem Volumen nach = 0.001 23 Proz." (Proceedings of the Royal Society 1908, ser. A., vol. 80, p. 599.)

Zur Frage der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer. Bemerkungen zu dem Artikel des Herrn Halbfass im Novemberheft. Anläßlich einiger Ausführungen über die Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer hat Herr Halbfass mit einigen Worten auch meine Arbeit „Über die Absorption der Sonnenstrahlung im Wasser[1])" berührt. Da er einzelnen darin enthaltenen Punkten nicht zustimmt, will ich kurz einiges erwähnen.

Um weiteren Mißverständnissen vorzubeugen, gebe ich gedrängt den Gedankengang der Abhandlung wieder. Experimente im Laboratorium haben uns den Absorptionskoeffizienten des Wassers für Licht jeder einzelnen Wellengänge geliefert. Mit dem bekannten Sonnenspektrum läßt sich daraus rechnen, wieviel von der auf eine ebene Wasseroberfläche einfallenden Sonnenstrahlung in jeder Schicht absorbiert wird. Unter der Voraussetzung[2]), daß die absorbierte Wärme weder durch Leitung, noch durch Konvektion, an der Oberfläche selbst auch nicht durch Verdunstung verloren gehe, läßt sich unter Annahme einer mittleren täglichen Strahlung die durch Strahlung allein bewirkte tägliche Amplitude der Temperatur rechnen. Die so erhaltenen Resultate werden an einem reellen Fall, den Messungen F. H. Exners im Wolfgangsee, geprüft. Während man sonst zufrieden sein muß, wenn die theoretischen Werte nur der Größenordnung nach mit den praktischen stimmen, zeigt sich hier für die Schichten von 87 bis 274 cm Tiefe eine außerordentlich gute Übereinstimmung von Beobachtung und Rechnung. Der Wert für 24 cm Tiefe ist aber nach jener kleiner, als ihn diese fordern würde. Was ich daraus geschlossen habe, ist, daß sich in dieser geringen Tiefe noch die Konvektionsströmungen von der Oberfläche geltend machen, mögen sie durch Wind und Wellen oder lediglich durch Temperaturunterschiede bewirkt werden. Eine Ausmessung der Wärmesummen ergibt, daß dem Wasser noch ein beträchtlicher Teil der in dasselbe eingedrungenen Wärme wieder entzogen worden sein muß. Da tagsüber die Wirkung der Ausstrahlung gegen die der Verdunstung ganz zurücktritt, kann man nur diese letztere für jenen Ausfall verantwortlich machen. Für jene Tage, an denen Exner seine Messungen gemacht hat, ist nun auch die Größe der Verdunstung bekannt; und wenn man diese berücksichtigt, wird jenes Minus vollständig gedeckt. Es bliebe nur noch übrig, daß für die tiefste Meßstelle der gerechnete Wert weniger als die Hälfte vom beobachteten beträgt. Berücksichtigt man die Einzelmessungen, so findet man hier den wahrscheinlichen Fehler des Resultates schon bedeutend größer. In der Tat hat Exner in einer erst in diesem Jahr erschienenen Arbeit das Bestehen von Temperaturseiches von beiläufig eintägiger Periode in dieser Tiefe nachgewiesen, also wieder eine Bestätigung dafür, daß ich mit Recht die geringere Übereinstimmung der tiefsten Reihe einer fremden Ursache zuschrieb.

Daß ich den Einfluß der Konvektionsströmungen durchaus nicht vernachlässigt habe, ergibt sich aus der Besprechung der Beobachtungen der „Pola"-Expedition, wo ich eine mehr oder weniger intensive Mischung der oberflächlichen Wasserschichten bis zu 20 m Tiefe annahm.

Die übrigen Punkte, wie z. B. den „mächtigen Einfluß der tieferen Schichten auf die oberen", die Wirkung der Bodenbeschaffenheit, die Exponiertheit gegenüber den Winden, den Einfluß des Bergschattens und die chemische und biologische Beschaffenheit des Wassers durfte ich wieder in einer Arbeit, welche „Absorption der Sonnenstrahlung im Wasser" betitelt ist, nicht bringen. Deshalb waren ja auch Exners Werke gut zu verwenden, weil sie von solchen Einflüssen ziemlich frei waren.

Hätte übrigens Herr Halbfass meinen Aufsatz aufmerksam gelesen, so dürfte er auch nicht behaupten, ich hätte Exners Messungen für die einzigen über den täglichen Temperaturgang in Seen gehalten. Es waren aber tatsächlich die einzigen, die ich brauchen konnte,

---

[1]) Wien. Sitzungsber. 117, IIa, S. 237, 1908; Met. Zeitschr. 1908, S. 371.
[2]) Auf diese Voraussetzung wurde ausdrücklich hingewiesen, l. c., S. 243 u. 244.

Digitized by Google

d. h. die mir verläßliches, an einer Reihe schöner Tage gewonnenes Material für die ganz knapp unter der Oberfläche liegenden Schichten lieferten. Warum sie nicht einwandfrei sein sollen, ist mir gänzlich unerfindlich; sind doch gerade die elektrischen Widerstandsthermometer neben ihrer großen Unempfindlichkeit störenden Einflüssen gegenüber in der Hand des Physikers viel genauere Meßinstrumente als die meist verwendeten Quecksilberthermometer.

Aus dem oben angeführten Grunde erklärt sich auch, warum ich die Beobachtungen der schottischen Lake-Survey nicht verwendete. Für diejenigen Tage, welche das Material zur Bestimmung des täglichen Ganges hätten liefern können, finden sich nur wenige Messungen aus 10 Fuß Tiefe, fast gar keine aus 5 Fuß, weshalb sie, abgesehen vom Mangel ausführlicher meteorologischer Daten, für meine Zwecke unbrauchbar wurden. Nebenbei ergab eine versuchte Berechnung des täglichen Ganges so große wahrscheinliche Fehler, daß man hier schon jene Störungen anzunehmen haben wird, die dem Loch Ness zu seiner Berühmtheit verhalfen.

Hiermit glaube ich alle von Herrn Halbfass vorgebrachten Punkte klargestellt zu haben. Wilhelm Schmidt.

Die erdmagnetischen Störungen vom September 1908, beobachtet in Pola. In der Nacht vom 11. auf den 12. und am 29. und 30. September wurden im erdmagnetischen Observatorium des k. u. k. Hydrographischen Amtes in Pola starke magnetische Stürme registriert, wobei sich namentlich die letztere Störung durch lange Dauer und besonders große Variationen in der magnetischen Deklination ausgezeichnet hat.

Der Beginn der zuerst genannten Störung ist in der Kurve der Deklination und Horizontalintensität sehr scharf ausgeprägt und fällt auf 10^{p} 57 mittlere Polazeit des 11. September. Die Kurve des Unifilar zeigt zu dieser Zeit nach vorangegangenem nahezu ruhigem Verlaufe ein plötzliches Anwachsen der westlichen Deklination um 3.2′, während beim Bifilar die Registrierlinie jäh abbricht und *H* mit einem Stoß um 104 γ zunimmt. Bei beiden Elementen folgen dann die charakteristischen steilen Zacken, wie sie sonst nur auf Polarstationen aufzutreten pflegen. Diese Zacken zeichnen sich diesmal durch eine relativ lange Periode aus, indem bei *H* in der Zeit von Mitternacht bis 8^{a} des 12. September nur acht Zacken deutlich ausgebildet sind.

Bei *D* ist dabei der Verlauf der Registrierlinie ein sonst glatter und machen sich sekundäre Oszillationen kurzer Periode erst von 5^{a} 30 an merklich, später nehmen diese Oszillationen an Amplitude zu, während der mittlere Verlauf der Kurve regelmäßiger wird und *D* sich dem normalen Werte rasch nähert. In *D* hatte die Störung überhaupt den Charakter von intensiven langsamen Schwankungen um den Mittelwert und war bei den Extremwerten von 8^{0} 56.5′ um 6^{a} 25, und 8^{0} 16.9′ um 4^{a} 11 die Gesamtschwankung 39.6′.

In *H* findet gleich nach dem ersten Stoß im positiven Sinne ähnlich wie am 31. Oktober 1903 eine stufenweise Abnahme von *H* statt, wobei bis Mitternacht auch Oszillationen in der Periode von 6 bis 8 m auftraten. Später verschwinden diese raschen Schwingungen, die Kurve wird glatt wie bei *D* und beginnen die kurzperiodischen Schwingungen erst wieder um 7^{a} 30.

Um 7^{a} 44 des 12. September wird für *H* das Minimum von 0.219 60 C.-G.-S. erreicht. Die raschen Oszillationen sind noch bis 2^{p} gut entwickelt, später findet ein allmähliches Ausklingen statt, wobei *H* langsam zunimmt. Die Nachstörung dauert aber noch längere Zeit an und bekommt *H* den normalen Wert erst am Nachmittag des 14. September. Da der Maximalbetrag von *H* 0.22 328 um 11^{p} 8 des 11. September ausgemacht hatte, betrug die Gesamtschwankung in *H* 371 γ, das ist seit 31. Oktober 1903 die größte Schwankung innerhalb 24 Stunden. Bei der zuletzt genannten Störung war in *H* eine Variation von 558 γ beobachtet worden.

Die Kurve der Vertikalintensität zeigte ohne auffallenden Ausschlag bei Beginn der Störung von 11^{p} bis 8^{a} des 12. September einen unregelmäßigen zackigen Verlauf mit Amplituden der Einzelwellen von 30 bis 45 γ. Eine Periode dieser Wellen läßt sich nicht feststellen, da Schwankungen von halbstündiger Dauer mit solchen kürzerer Periode abwechseln. Doch koinzidierten die Spitzen der schärfsten Zacken mit jenen der *H*-Kurve und fällt auch das Hauptminimum von *V*, 0.385 63 um 2^{a} 50, mit einem sekundären Minimum

Digitized by Google

der *H*-Kurve zusammen. Im Gegensatz zu dem sonst positiven Charakter der Störungen in *V* blieb diesmal *V* die ganze Zeit unter dem Mittelwerte und wurde das Maximum von 0.386 63 erst am 12. September um 4^{p} notiert. Die Gesamtschwankung in *V* war 100 γ.

Die zweite länger anhaltende Störung beginnt am 29. September um 2^{a} 30, nachdem die Magnetographenkurven schon seit 9^{a} 40 des 28. November einen unruhigen Verlauf gezeigt hatten.

In *D* geht dem ruckweisen Anstieg von 6.6′ wie gewöhnlich eine schwächere Bewegung von 1.6′ im entgegengesetzten Sinne voran. Nach einigen unregelmäßigen Zacken stellt sich um 4^{a} 40 eine fortgesetzte Zunahme von *D* ein und wird um 5^{a} 45 des 29. September das Maximum von 9° 12.4′ erreicht. Dann nimmt *D* rasch ab, wobei in der Kurve kurzwellige Oszillationen bis 5′ Amplitude auftreten. Von 8^{a} an herrscht nahezu Ruhe und setzt erst wieder um 2^{p} 30 des 29. September mit einem positiven Ausschlag von 3.7′ der zweite Abschnitt der Störung ein, welcher im Gegenteil zum ersten einen negativen Charakter (Abnahme der Westdeklination) aufweist. Zu Beginn dieser zweiten Störung zeigt die Registrierlinie kurzwellige Oszillationen mäßiger Amplitude. Von 5^{p} des 29. November an wird der Verlauf der Kurve mehr glatt und kommen unregelmäßige Zacken und Wellen zur Registrierung, die aber nicht so spitz verlaufen wie jene am 12. September. Die Ausschläge haben hierbei überwiegend negativen Charakter und wird das Minimum der westlichen Deklination um 2^{a} 42, des 30. September mit 8° 22.0′ beobachtet. Zu dieser Zeit werden die Zacken mehr wellenförmig, *D* nimmt wieder zu und tritt um 5^{a} neuerdings eine Ruhepause ein, worauf am 30. mittags sich nochmals ein unruhiger Verlauf der Kurve bemerkbar macht. Die Variationen bleiben jedoch erheblich schwächer als am Vortage und fällt das Ende der Störung auf 8^{a} des 1. Oktober.

Die Gesamtschwankung in *D* betrug vom 29. auf den 30. September **50.4′** gegen 63.0′ bei der großen Störung am 31. Oktober 1903.

Am Bifilar hatte der erste Stoß um 2^{a} 30 des 29. September einen positiven Charakter (49 γ); die dann folgenden Zacken sind weniger steil als jene am 12. September. Von 6^{a} an treten etwas lebhaftere kurzperiodische Oszillationen auf, während *H* fortgesetzt abnimmt; von 8^{a} an zeigt die Registrierlinie nur schwache, kurze Wellen und beginnt um 11^{a} *H* wieder zu steigen.

Um 2^{p} 41 des 29. September setzen sodann mit einem positiven Ausschlag von 70 γ intensive Schwingungen von 2 bis 5^{m} Periode ein, die ihr Maximum gegen 4^{p} erreichen, um dann um 6^{p} nahezu zu verschwinden. Die Registrierlinie weist dann noch weiterhin wie bei *D* unregelmäßige steile Zacken und Wellen auf, die erst am 1. Oktober 10^{p} ausklingen. Das Maximum der Horizontalintensität, 0.222 45 fällt auf 5^{a} 18 des 29. September, ihr Minimum, 0.220 49, auf 11^{a} 54 des 30. September. Die Gesamtschwankung war somit 196 γ, also nur halb so groß wie bei der Störung am 12. September.

Bei der Vertikalintensität beginnt die Störung mit einem negativen Ausschlag von 22 γ, welchem ein Anstieg von 9 γ im positiven Sinne vorangegangen war. Die Registrierlinie des Vertikalvariometers zeigt dann leichte Zackenbildungen bis 8^{a} des 29. September, hierauf herrscht Ruhe und setzt die Störung wieder gegen 4^{p} ein, wobei *V* bis 5^{p} 27 zunimmt, um welche Zeit der Maximalwert, 0.387 35, notiert wird. Von 10^{p} an werden die Zacken schwächer und nimmt dann von 8^{a} des 30. September an die Kurve einen ziemlich ruhigen Verlauf.

Wie bei den anderen Elementen treten dann um 2^{p} des 30. September nochmals leichte Zackenbildungen auf und sind Unregelmäßigkeiten in der Registrierlinie noch bis 2^{a} des 1. Oktober wahrzunehmen.

Der kleinste Wert in *V* wurde mit 0.386 02 um 5^{a} 48 des 29. September abgelesen, es betrug daher die Gesamtvariation in *V* 133 γ.

Eine Nordlichterscheinung wurde hier weder am 29. noch am 30. September beobachtet und ist auch an diesen Tagen nichts über Störungen in den Telegraphenleitungen bekannt geworden. Fregattenkapitän W. v. Kesslitz.

Ungewöhnliche Regenbogen. Einen sehr ungewöhnlichen Regenbogen beschreibt Herr G. Agamennone in den Memmorie della Societá degli Spettroscopisti italiani (1908, vol. XXXVII, p. 89). Bei einem Aufstieg zu dem 760 m über dem Meere gelegenen Obser-

Digitized by Google

vatorium di Rocca di Papa in Gemeinschaft mit den Herren Lebeuf und Palazzo am 9. April während eines leichten Regens erblickten sie auf der letzten Strecke, als das Auge frei über die endlose Campagna Romana und die Abhänge des Vulcano Laziale schweifen konnte, unter sich einen regelmäßigen, schönen Regenbogen, der, statt sich auf dem Himmel zu projizieren, sich in seiner ganzen Länge auf dem Grün der unten befindlichen Weinberge abzeichnete, den Gipfel des Bogens nach Nordwesten gerichtet. Die Erscheinung dauerte noch an, als die Besucher etwa um 11 Uhr das Observatorium erreichten, wo sie noch eine Weile beobachtet wurde. Wahrscheinlich sind solche Regenbogen auch schon anderswo, besonders im Gebirge, gesehen worden; aber in den acht Jahren, während deren Herr Agamennone Direktor des Observatoriums ist, hat weder er selbst, noch einer von den Besuchern eine derartige Erscheinung beobachtet. Die Seltenheit des Phänomens bestätigt auch Herr Ricco, der am 5. April zu Paris auf dem Eiffelturme eine gleiche Erscheinung gesehen, über die sein Notizbuch folgendes enthält: Leichter Regen, doppelter außerordentlicher Regenbogen, der sich nach unten über die unterhalb des Turmes gelegenen Fabrikgebäude erstreckt und einen fast vollständigen Kreis bildet, das Innere ist milchig hell, sonnig, die Zone zwischen den beiden Bogen hingegen trübe und rauchig [1]).

In bezug auf obige Mitteilungen bemerkt Herr Dr. Benno Lewy [2]): Ich selbst habe am 13. Juli 1889 beim Aufstiege auf der Stilfser-Joch-Straße einen derartigen Regenbogen gesehen. Während eines mittelstarken Regens befand ich mich in etwa 2400 m Höhe etwa 200 m oberhalb des Gasthauses „Franzenshöhe". Dieses Gasthaus liegt auf einer Terrasse neben der Straße, und auf dieser Terrasse zeichnete sich der Regenbogen als ein fast vollständiger Kreis mit ziemlich kleinem Radius ab; die Ebene des Kreises erschien schwach zu mir geneigt. Zeit 11 Uhr vormittags, also ziemlich hochstehende Sonne.

Neue Studien über das Hypsometer. Ich bin im letzten Sommer mit meinen Hypsometern so glücklich gewesen, daß ich Ihnen die folgenden Mitteilungen machen muß.

c_{100} = Korrektion der Hypsometer bei 100° C. (Richters Hyps. gereinigt.)

M. F. = mittlerer Fehler einer Vergleichung zwischen Hypsometer und Hauptbarometer.

	Hyps. Nr. 729.		Nr. 730.	
1908, 28. Mai bis 27. Juni (13 Beob.) .	$c_{100}=-0.00398°$	$M.F.=\pm 0.00072°$	$c_{100}=+0.03488°$	$M.F.=\pm 0.00056°$
1908, 26. Aug. bis 4. Sept. (13 Beob.) .	$c_{100}=-0.00350°$	$M.F.=\pm 0.00075°$	$c_{100}=+0.03364°$	$M.F.=\pm 0.00112°$
1908, Mittel	$c_{100}=-0.00374°$	$M.F.=\pm 0.00074°$	$c_{100}=+0.03426°$	$M.F.=+0.00105°$
1907, Mittel	$c_{100}=-0.00375°$		$c_{100}=+0.03415°$	
Differenz	0.00001°		0.00011°	

1908, *M. F.* von Hauptbarom. $-\frac{729+730}{2}=\pm 0.021$ mm

„ „ 730 − 729 $=+0.0235$ „ $=\pm 0.00087°$

„ „ einem Hyps. $=\pm 0.0167$ „ $=\pm 0.00062°$

„ „ Mittel von 2 Hyps. $=\pm 0.0118$ „ $=\pm 0.00044°$

„ „ Hauptbarom. $=\pm 0.0174$ $(118^2+174^2)=210^2$

Ullenswang: 1908, 17. bis 25. Juli (5 Beob.) bei 756 mm.
Konst. Korr. u. Schwere-Korr. $=+1.09$ mm *M. F.* $=\pm 0018$. Früher gefunden + 1.09 mm.

Astr. Obs. Christiania: 1908, 26. Sept. bis 3. Okt. (5 Beob.) bei 762 mm.
Konst. Korr. u. Schwere-Korr. $=+1.29$ mm *M. F.* $=\pm 0.018$. Früher gefunden + 1.29 mm.

Ich habe jetzt alle unsere Konstante-Fehler der Stationsbarometer und alle Schwere-Korrektionen revidiert für das Jahrbuch für 1908. Die Verbesserungen erreichen nicht ± 0.05 mm.

Christiania, 5. Oktober 1908. H. Mohn.

Turkestan. Ist eine fortschreitende Austrocknung Turkestans vorhanden? (Bemerkungen zu der Abhandlung Fickers: „Niederschlag in zentralasiatischen Gebirgen" [3]). Der Verfasser hat folgenden Passus: „Schwieriger ist die Frage, welche Ur-

[1]) Nach Naturw. Rundschau, Nr. 39, 1908.
[2]) Ebenda, Nr. 41.
[3]) Meteorol. Zeitschr. 1908, Heft 8.

Digitized by Google

sachen die zunehmende Austrocknung Turkestans bedingen." Nun ist gerade jetzt, wenigstens in den letzten 15 Jahren, keine Austrocknung Turkestans vorhanden, die Seen vergrößern sich, der Amu- und Syr-Darja führen mehr Wasser als früher[1]). Und doch ist eine Ursache vorhanden, welche zu einer Abnahme des Wassers in diesen beiden Flüssen und im Aral führen müßten. Die seit 35 bis 40 Jahren bestehende russische Herrschaft hat dem Lande Frieden gegeben, es gibt keine Fehden mehr zwischen den Khanaten, keine Raubzüge der Nomaden. Dies mußte zu einer Ausdehnung der Kanäle führen, in einem Lande, wo fast der ganze Ackerbau auf künstlicher Bewässerung beruht. Und doch steigt der Aral, sicher seit etwa 12 bis 15 Jahren, wahrscheinlich seit längerer Zeit, die Fischer müssen ihre Lager landeinwärts ziehen, die Trasse der Eisenbahn Orenburg—Taschkent, im Jahre 1882 festgestellt, mußte in der Nähe des Sees geändert werden, weil auf größeren Strecken die frühere Trasse jetzt unter Wasser ist. Viele Seen der Kirgisensteppe, in den letzten Jahren des 19. Jahrhunderts oder in den ersten des 20. Jahrhunderts studiert, befinden sich in rascher Zunahme, letzteres ist auch für einige Gebirgsseen des Tienschan und für die großen Seen Balchasch und Issyk-Kul jetzt bekannt. Noch in einer so großen Entfernung von Turkestan wie Barnaul, am oberen Ob, nimmt der Regenfall stetig zu vom Ende der sechziger Jahre bis Mitte der neunziger Jahre des 19. Jahrhunderts und steht seitdem auf einem hohen Niveau, mit kleinen Schwankungen, und die letzte 5jährige Periode, welche ich benutzen konnte (1902 bis 1906), hat die größte Menge der 69jährigen Periode dieses Ortes (die längste in Asien außer Madras). Von 1838, wo die Beobachtungen anfingen, sank die Menge des Niederschlages bis Ende der sechziger Jahre. Der Aral war rasch im Sinken vom Ende der vierziger Jahre, als Batakow die Seeufer aufnahm, wahrscheinlich bis zu den siebziger oder Anfang der achtziger Jahre.

Wir müssen zu dem Schlusse kommen, daß es in Turkestan großartige Schwankungen der Niederschläge und Gewässer gibt, ob unperiodisch oder periodisch, wissen wir noch nicht, und wenn letzteres, so werden wir die Länge der Periode nicht so bald kennen, denn sie ist jedenfalls bedeutend länger als die 35jährige Brücknersche. Eine beständig fortschreitende Austrocknung Turkestans ist durch nichts bewiesen, die Spuren einer früheren, viel größeren Ausdehnung der Gewässer stammen wahrscheinlich aus einer Periode, welche der letzten Eiszeit in Europa entspricht. Man muß sorgfältig unterscheiden zwischen diesen Zeiten, welche Zehntausende von Jahren hinter uns liegen, und der Jetztzeit. Seitdem sind in Europa Gletscher und die große kontinentale Eisdecke geschwunden, in Turkestan und Zentralasien sind einige Seen ausgetrocknet, andere sind kleiner geworden, seitdem gibt es hier und dort Klimaschwankungen, aber nichts beweist, daß irgendwo auf der Erde kontinuierliche, d. h. mehrere Jahrtausende dauernde einseitige Änderungen der Temperatur, der Hydrometeore und der Gewässer auf den Kontinenten stattfinden.

Ich nahm an, und die meisten Meteorologen sind wohl damit einverstanden, daß nach den Forschungen Brückners dieses als feststehend betrachtet werden kann.

A. Woeikow.

Die 4.8jährige Sonnenfleckenperiode. Nature vom 13. August 1908, S. 351 enthielt die Photographie von zwei Sonnenfleckengruppen vom 6. August, und es wurde dabei auf die bemerkenswerte Tatsache hingewiesen, daß zwei Jahre nach dem Sonnenfleckenmaximum dieser Ausbruch eintreten konnte. Diese erneuerte Sonnenfleckenaktivität steht in Beziehung zu der 4.79jährigen Periode der Sonnenflecke, welche, wie ich gezeigt habe, beständiger auftritt als selbst die 11jährige Periode, seitdem die Sonnenflecke systematisch beobachtet werden. In einer Abhandlung in den Philosophical Trans., Juni 1906, gab ich als Eintrittszeit der Maxima in dieser Periode $1903.72 + 4.79\,n$. Danach würde wieder ein Maximum auf 1908.51, d. i. auf den 1. Juli dieses Jahres fallen. Eine Verzögerung von einem Monat in einer Periode von mehr als vier Jahren Dauer ist gewiß unbedeutend[2]).

Simla, 10. Oktober 1908. Arthur Schuster.

[1]) Herr Z. Schokalsky hat viel Material in dieser Frage gesammelt und einen Vortrag darüber in dem Genfer geographischen Kongresse 1908 gehalten.

[2]) Aus Nature 1908, Nr. 5.

Digitized by Google

F. A. Forel[1]**: Periodische Gletscherschwankungen und ihr Zusammenhang mit den meteorologischen Faktoren.** Auf der schweizerischen Naturforscher-Versammlung zu Glarus 1908 legte F. A. Forel die Beziehungen dar, die zwischen den periodischen Schwankungen im Stande der Gletscher und gewissen meteorologischen Faktoren hervorgehen. Vor allen ist es die Intensität der Schneefälle, welche die Firnfelder der Gletscher ernährt, andererseits ist es die Sonnenwärme, welche die Gletscherzunge zerstört, indem sie das Eis wieder abschmilzt. Es ist leider unmöglich, in einer genauen Weise die pluviometrischen Änderungen, die im Tieflande oder auf Bergen beobachtet wurden, mit den Änderungen in der Ernährung der Gletscher in vergangener Zeit zusammenzustellen als eine der ersten Ursachen des jährlich konstatierbaren Wachsens der Gletscher. Demgegenüber ist die zerstörende Wirkung der Wärme bloß durch ihr unmittelbares Einwirken leichter konstatierbar und man kann in der relativen Länge der Gletscher den Effekt zu warmer oder zu kalter Sommer erkennen.

Forel benutzte die lange Reihe der meteorologischen Beobachtungen von Genf, welche mehr als 80 Jahre umfaßt und homogen ist. Er konstatierte, daß die jährlichen Regenmengen zu Genf einer unregelmäßigen zyklischen Änderung von langer Periode unterliegen, die ganz analog in ihrem Verlaufe jenen Änderungen ist, denen wir die Änderungen in der Intensität der Schneefälle zuschreiben müssen, so daß diese somit als eine der Ursachen der Schwankungen der Gletscherlänge angesehen werden können.

Was nun die Änderungen der Temperaturen der Sommermonate, die zu Genf beobachtet wurden, anbelangt und insoweit es erlaubt ist, diese Änderungen auch auf die naheliegenden Gebirgsregionen zu übertragen, entsprechen sie in einer überraschenden Weise den Gletscherschwankungen in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts.

Während diese in dem Zeitraume 1855 bis auf unsere Tage einem allgemeinen Fallen unterliegen, welches bloß bei einigen Gletschern (etwa 100 unter 2000 Gletschern der Alpen) von einer kleinen Zunahme in den Jahren 1880 bis 1890 unterbrochen ist, zeigen die mittleren Sommertemperaturen von Genf einen allgemeinen Überschuß an Wärme im Jahre 1858 bis auf unsere Zeit, welcher ebenfalls in dem Zeitraume von 1880 bis 1885 von einem kleinen Wärmedefizit unterbrochen ist. Es erscheint somit, daß die thermischen Wirkungen einen erheblichen Einfluß auf die Länge der Gletscher in den letzten 50 Jahren ausgeübt haben

Ist diese Übereinstimmung zufällig oder ist sie die normale? Das letztere scheint plausibler zu sein. Weitere Beobachtungen werden es entscheiden. Paul Gautier, durch die Untersuchungen von Prof. F. A. Forel angeregt, über die periodischen Gletscherschwankungen der Schweizeralpen zu referieren, benutzte hierzu die meteorologischen Beobachtungen des Genfer Observatoriums, um auf die nämliche Art zu untersuchen, inwieweit die Reihe der meteorologischen Beobachtungen auf dem Großen St. Bernhard mit den entsprechenden Gletscherverhältnissen sich in Übereinstimmung bringen lasse. Seit einer bestimmten Anzahl von Jahren ist das Observatorium in Genf beschäftigt, die meteorologischen Beobachtungen auf dem St. Bernhard (seit 1817) zu studieren und veröffentlicht dieselben seit langem monatlich in den Archives. Diese Serie von Beobachtungen ist nicht so homogen wie jene von Genf, geht man jedoch mit etwas Vorsicht vor und läßt man bei den Niederschlagsbeobachtungen einige verdächtige Jahre zwischen 1835 und 1842 weg, so ist es möglich, den Gang der Niederschlagsmengen für den Großen St. Bernhard für den Zeitraum 1826 bis auf unsere Tage mit einiger Genauigkeit zusammenzustellen.

Für die Sommertemperaturen ist die Zusammenfassung leichter und die Reihe scheint homogener zu sein. Vergleicht man nun den Gang der Sonnentemperaturen und jenen der Niederschlagsmengen mit den Änderungen, die sich aus dem Studium der Gletscher ergeben, so überrascht einen auch hier augenblicklich die Tatsache, daß seit 1856 die Niederschlagsmengen (ganz besonders die Schneefälle) geringer sind als die der vorhergehenden Jahre. Eine Ausnahme hierin macht die Periode 1880 bis 1890, in der ein geringer Überschuß über den Mittelwert auftritt. Was die Temperaturen am Großen St. Bernhard betrifft, so zeigen diese beinahe dieselben Schwankungen wie jene von Genf: Man findet ein Defizit an Wärme in den Jahren 1840 bis 1860, hierauf einen Überschuß von 1865 bis 1883, dann wieder ein kleines Defizit und neuerdings wieder einen Überschuß.

[1]) Aus Archives des sciences physiques et naturelles, Bd. 26, Heft 10, 5. Okt. 1908.

Digitized by Google

Diese Tatsachen entsprechen den bekannten Schwankungen der Zunahme und Abnahme der Gletscher, genau so wie den Hauptresultaten, die aus den Beobachtungen der Station Genf abgeleitet wurden, und geben so auch für eine Bergstation eine Bestätigung der interessanten Überlegungen, die von F. A. Forel dargelegt wurden.

Beziehungen zwischen Kumulus und Cirrus. Hiedurch möchte ich mir gestatten, Ihnen eine Beobachtung mitzuteilen, welche ich zu meinem Erstaunen noch nirgends gelesen habe. Es handelt sich dabei um eine Beziehung der Kumulus- zu den Cirrus-Wolken. Tritt nämlich der Kumulus auf (im Rücken einer Zyklone) und zugleich mit ihm der Cirrus, so pflegt sich ersterer in seiner Gestalt zu erhalten; fehlt dagegen der Cirrus, so pflegt sich der Kumulus bald abzuplatten und es entsteht der Strato-Kumulus und zwar habe ich dann meist eine Abnahme der Bewölkung etwa bis Stärke 1—2 beobachtet. Es handelt sich dann wohl in beiden Fällen um eine Abnahme der Feuchtigkeit. Da sich nun im ersteren Falle die Bewölkung länger erhält als im zweiten, so glaube ich im zweiten Falle eine schnellere Feuchtigkeitsabnahme annehmen zu müssen.

Kiel-Gaarden (in Holstein). J. Dreis.

Der tägliche Gang des Luftdruckes auf der Insel Mangarewa zu Rikitea. Durch ein Versehen sind auf S. 471 unter der gleichen Überschrift die Summen der Abweichungen von je vier Monaten abgedruckt worden statt der Mittel. Der tägliche Gang selbst erfährt natürlich dadurch keine Änderung, aber die Amplituden auf S. 471 sind viermal zu groß.

Mittlere Abweichung: Südlicher Sommer 0.45, südlicher Winter 0.46, Äquinoktien 0.46, Jahr 0.454.

Abweichungen vom Tagesmittel in Millimeter.

	1a	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
					Vormittag.							
Nov./Febr.	—.15	—.42	—.57*	—.49	—.22	.18	.48	.59	.61	.54	.34	.05
Mai/Aug.	.02	—.22	—.43	—.49*	—.34	—.03	.34	.68	.88	.85	.49	—.02
Äquinoktien	—.03	—.31	—.53	—.55*	—.35	.02	.40	.63	.80	.72	.43	.02
Jahr	—.053	—.317	—.510*	—.510*	—.303	.057	.407	.633	.763	.703	.420	.017
					Nachmittag.							
Nov./Febr.	—.24	—.54	—.74	—.86*	—.74	—.41	.01	.34	.64	.76	.61	.29
Mai/Aug.	—.53	—.86	—.93*	—.83	—.57	—.23	.11	.37	.50	.52	.46	.30
Äquinoktien	—.31	—.69	—.89*	—.90*	—.69	—.34	.05	.39	.63	.65	.54	.34
Jahr	—.360	—.697	—.853	—.863*	—.667	—.327	.057	.367	.590	.643	.537	.310

Temperaturzunahme um 15° von 100 bis 750 m Seehöhe. Am Montag, den 16. November, ergab der Drachenaufstieg auf der Drachenstation der Seewarte in Großborstel eine höchst merkwürdige Verteilung der Wärme in der Atmosphäre. Unten herrschte kräftiger Frost, —6½° C, bei frischem SE-Wind und klarem Himmel. Bis zur Höhe von 100 m über dem Boden nahm die Temperatur noch um 1° ab auf —7.5, von dort an aber zuerst plötzlich, dann langsamer, zu, so daß in 750 m 7.5° Wärme herrschte. Weiter aufwärts folgte dann langsame Abnahme, so daß in 2050 m Höhe die Lufttemperatur 3.5° betrug, mit nur 24 Proz. Luftfeuchtigkeit. Von etwa 200 m Höhe an herrschte stürmischer Wind aus S- bis SSW-Richtung.

Dies war die Lage um 9ª. Am Nachmittag wurde ein zweiter Aufstieg gemacht. Am Erdboden war Tauwetter eingetreten, um 4¼ᵖ war die Temperatur wieder im Abnehmen, aber noch + 0.5°. Die wärmste Schicht lag jetzt höher, in 1170 m Höhe, und hatte eine Temperatur von 10.6°; der Gegensatz mit dem Erdboden war also geringer geworden; noch etwas geringer war er beim Abstieg um 5ʰ, wo die wärmste Schicht bei 1050 m lag und 9.6° C hatte, während am Erdboden das Thermometer 0.0 zeigte. Der Wind war unten nach SSE, oben nach SW umgegangen; während des Aufstiegs bezog sich der Himmel mit Federwolken.

Am folgenden Morgen war die Lage schon sehr verändert. Unten herrschte schwacher SWzS mit feinem Regen, oben von 1500 m an stürmischer W-Wind mit trockener Luft. Statt einer großen fand der Drache beim Aufstieg mehrere kleinere Temperaturumkehrungen bei etwa 200, 1600 und 1900 m Höhe, so daß die Lufttemperatur, die am Erdboden 1 bis 2° über Null betrug, bis zur größten Höhe von 2400 m nur zwischen + 3.7 und — 3.0 schwankte.

Digitized by Google

Sehr ähnliches wird von Lindenberg berichtet. Am 16. November um 9ª Temperaturumkehr von — 8.5° am Erdboden (122 m Meereshöhe) und — 8.9° unmittelbar darüber auf + 5.6° in 950 m Meereshöhe, von da Abnahme bis zum höchsten Punkt in 1250 m, also hier ebenfalls eine Temperaturzunahme von $14^1/_2{}^0$ auf eine Erhebung um 830 m.

Am folgenden Tage war auch hier die große Inversion durch zwei kleine ersetzt, wenn auch in anderer Art, als in Hamburg. Oben nahm die Temperatur hier von + 3.3 bei 1500 auf — 21.2° in 5150 m Höhe ab.

In Friedrichshafen wurden in diesen Tagen nur kleine Aufstiege gemacht. Am 16. ergab sich bis 600 m über dem See keine Inversion; am 17. nahm die Temperatur in den unteren 280 m von 0.8 auf 0.1° ab, um weiterhin bis zum obersten Punkt, 400 m über dem See, auf 4.4 zuzunehmen.

So häufig die Temperaturumkehrungen, namentlich in der kälteren Jahreszeit, durch die täglichen Aufstiege über der norddeutschen Ebene sich erweisen, so ist doch eine Zunahme um mehr als 14° hier noch nicht angetroffen worden [1]). Dagegen war die absolute Höhe der Temperatur diesmal nicht so hoch, wie bei den auf S. 37 des Jahrgangs 1907 beschriebenen Aufstiegen im November 1906.

Die niedrige Temperatur der unteren Schicht war Strahlungskälte, bedingt durch klaren winterlichen Nachthimmel auf großem Raume und teils am Orte fabriziert, teils mit dem ESE-Wind aus dem Hochdruckgebiet in Polen hergetragen. Daß die Kälte bis zu einer gewissen geringen Höhe über dem Boden noch zunahm, muß wohl der Wirkung vertikaler Luftbewegungen zugeschrieben werden. Allein wo kam die große Wärme dicht darüber her? Horizontaler Transport kann nicht wesentlich dabei mitgewirkt haben; Hamburg hat zwar die warme Nordsee neben sich, aber der Wind kam in der warmen Schicht nicht von dort, sondern eben nur etwas westlich von S her, aus einer Richtung, wo solche Temperaturen erst im südlichen Frankreich zu finden waren, und dann finden wir ja fast dieselbe hohe Wärme auch über Lindenberg, recht im Innern des kontinentalen Kältegebiets. Wir können also auch in diesem Falle nicht umhin, eine dynamische Erwärmung absteigender Luftmassen zu Hilfe zu nehmen, eine Föhnwirkung in freier Atmosphäre; die Trockenheit dieser Luft erhebt diese Annahme zur Gewißheit: Über Lindenberg betrug dieselbe am 16. in 1000 m 21 Proz. mit SzE 18 bis 19 mps., in 1250 m 0 Proz. mit S 16 bis 17 mps.

W. Köppen.

Abnorme Dämmerungen am 29. Juni bis 1. Juli 1908. Daß die Lichterscheinung am Abend des 30. Juni keinem Nordlicht angehörte, wird in direkter Weise durch eine Beobachtung meines Kollegen Prof. Stück in Hamburg bewiesen. Der Genannte nahm am 30. Juni $11^1/_2{}^p$ in rechtweisend Nord eine starke rötliche Färbung des Himmels wahr, die anfangs den Eindruck eines hellen, durch Wolkenlücken sichtbaren, Nordlichts hervorrief. Eine sofortige spektroskopische Prüfung ergab ihm aber unzweideutig, daß die Erscheinung kein Polarlicht, sondern eine ungewöhnliche Dämmerungserscheinung war.

Angaben über diese Dämmerung finden sich, außer in dieser Zeitschrift, nicht nur in den „Mitteilungen der Vereinigung von Freunden der Astr. u. kosm. Physik“ und in der Julinummer des „Quart. Journ. of the R. Met. Soc.“, sowie in der Nature, sondern insbesondere auch, in russischer Sprache, in Nr. 6 des Monatlichen Bulletins des Petersburger Physikal. Zentralobservatoriums und in Nr. 7 und 8 des „Meteorologischen Boten“ der K. Russ. Geogr. Ges. Nach Berichten aus 32 Punkten zwischen St. Petersburg und dem Kaukasus fand Herr Schönrock, daß die Dämmerungen in drei Nächten nacheinander beobachtet worden sind; ungewöhnlich lebhafte Dämmerungen sind in Petersburg und Dorpat übrigens in diesem Sommer auch vorher und nachher wiederholt bemerkt worden. Die russischen Meteorologen halten zwar die vulkanische Veranlassung dieser Dämmerungen für das wahrscheinlichste, finden aber eine Schwierigkeit darin, daß keine außerordentlichen Ausbrüche, ähnlich denen von Krakatau oder vom Mont Pelée, aus neuerer Zeit bekannt geworden sind. Demgegenüber dürfte zu bemerken sein, daß es weniger auf die absolute Stärke, als auf die chemische Natur der ausgestoßenen Stoffe ankommt, da nach Kiesslings Forschungen vorzugsweise die schweflige Säure diese Lichterscheinungen hervorzurufen

[1]) Auch in Lindenberg ist dies, meines Wissens, nur einmal am 31. Januar 1906 geschehen und damals verteilte sich die Zunahme vom Boden bis 1500 m Höhe.

Digitized by Google

scheint, wenn sie in die großen Höhen der Atmosphäre gelangt. Mit dem Mont-Pelée-Ausbruch haben sich keine Dämmerungserscheinungen mit Sicherheit verknüpfen lassen, so heftig er auch war. W. Köppen.

Regenmessungen auf den Stationen der Paranáenser Staatsbahn (Estrada de ferro do Paraná) im Jahre 1907 [1]) unter Leitung des Ingenieurs Herrn Rudolph Lange.

	Alexandra		Morretes		Cadeado		Roçahova		Curityba		Serrinha		Rio Negro		Restinga Secca		Porto Amazonas		Ponta Grossa	
Seehöhe . .	12 m		11 m		600 m		955 m		908 m		863 m		793 m		937 m		(780 m)?		947 m	
Südl. Breite	25° 33′		25° 28′		25° 24′		25° 25′		25° 26		25° 36′		26° 07′		25° 03′		25° 34′		25° 06′	
Westl. v. Gr.	48° 31′		48° 50′		48° 55′		49° 02′		49° 17′		49° 34′		49° 53		49° 55′		49° 56′		50° 05′	
1907	Regentage 0.5 mm	Menge mm	Regentage 0.5 mm	Menge mm	Regentage 0.5 mm	Menge mm	Regentage 0.5 mm	Menge mm	Regentage 0.5 mm	Menge mm	Regentage 0.5 mm	Menge mm	Regentage 0.5 mm	Menge mm	Regentage 0.5 mm	Menge mm	Regentage 0.5 mm	Menge mm	Regentage 0.5 mm	Menge mm
Januar .	14	118	8	82	17	245	11	90	11	96	13	136	9	82	10	123	10	134	15	130
Februar	18	286	14	418	22	432	13	176	17	122	14	179	7	64	15	239	13	248	17	398
März . .	11	138	12	198	14	179	10	227	10	115	11	66	15	97	9	47	4	52	7	125
April . .	14	162	7	123	20	232	8	43	7	39	6	75	7	72	8	80	5	63	5	85
Mai . .	11	117	10	190	17	293	7	138	8	127	10	163	9	147	8	190	8	188	7	158
Juni . .	8	75	7	115	10	135	6	82	8	68	6	99	6	74	8	88	7	78	6	83
Juli . .	12	88	10	183	10	169	13	79	11	82	10	108	10	105	9	131	8	117	9	172
August .	13	174	14	253	14	299	13	222	12	128	12	111	14	151	11	102	11	130	9	121
Sept. . .	21	221	18	354	17	269	17	156	11	148	10	194	13	222	12	183	10	201	10	187
Oktober .	19	144	16	257	17	304	16	156	15	174	17	243	15	182	15	251	16	226	11	29
Nov. . .	17	125	9	166	14	250	13	222	14	176	8	103	12	95	7	82	9	76	13	136
Dez. . .	16	177	7	207	13	242	10	98	14	203	12	155	12	137	7	86	10	96	7	107
Jahr . .	174	1825	132	2546	185	3049	137	1689	138	1478	129	1632	129	1428	119	1592	111	1609	116	1934
Maxima pro Tag	23. Febr.	57	25. Febr.	92	24. Febr.	93	5. März	102	9. Dez.	55	1. Juni	66	4. Sept.	67	13. Okt.	60	22. Okt.	67	22. Okt.	85

Meteorol. Observatorium zu Curityba, 12. Okt. 1908. Franz Siegel.

Mittlerer Regenfall auf den Sundainseln. Wir entnehmen einem längeren interessanten Artikel von P. J. Smits über die Regenwahrscheinlichkeit in den Meeren des niederländischen Indischen Archipels [2]) eine Zusammenstellung der mittleren jährlichen Regenverhältnisse 1880/1904. Die Originaltabelle enthält die Zahlen auch für die einzelnen Lustren.

Westjava	Mitteljava	Ostjava	Südsumatra	Nordsumatra	Borneo	Celebes	Molukken
			Mittlere Regenmenge 1880/1904.				
2756	2627	1750	2946	2753	2953	2358	2382
			Mittlere Zahl der Regentage.				
170	152	111	187	163	178	137	144
			Regenmenge pro Tag.				
16.2	17.3	15.8	15.8	16.0	16.6	17.2	16.4
			Zahl der Stationen.				
24	24	26	18	10	7	17	9

Die mittlere Regenmenge für ganz Java beträgt 2366 mm, die der übrigen Inseln für sich 2678, die des ganzen Archipels (135 Stationen) 2504 mm. Mittlere Zahl der Regentage 144, 163, 152, mittlerer Regenfall pro Tag 16.5 mm in allen Teilen. Der Artikel behandelt besonders die Ergebnisse der Regenmessungen auf den Schiffen, die im Archipel stationiert sind. J. H.

W. Krebs: Das meteorologische Jahr 1907/08, besonders in Mitteleuropa, vorgetragen in der Sitzung der Deutschen Naturforscher-Versammlung vom 21. September 1908, Abteilung Geophysik. Die vorläufige Untersuchung von 276 Monats- und 23 Jahreswerten ergab wieder normale Niederschlagsverhältnisse in Mitteleuropa. Nur 50 Proz. der Monats-, 44 Proz. der Jahreswerte wurden unternormal gefunden. Die Einschränkung des Materials ist als statthaft erwiesen in einem Beitrag über Klimaschwankungen zur Zeitschrift für Sozialwissenschaft 1908. Die dort zusammengestellten Prozentwerte von fünf Jahren an 25 Stationen (300 Monaten) sind in der Zeitschrift für Gewässerkunde 1908 durch Veröffentlichung der Tabellen begründet. Sie können ergänzt werden zu zwei dreijährigen

[1]) Vgl. Meteorol. Zeitschr. 1907, S. 470.
[2]) Natuurkundj Tijdschrift, Diel LXVII, p. 89—119.

Digitized by Google

Reihen, die den klimatischen Umschwung deutlich erkennen lassen. Unternormal waren in der ersten Reihe 58, 59, 54, durchschnittlich 51 Proz. der Monatswerte, in der zweiten Reihe 45, 52, 50, durchschnittlich 49 Proz. Die ersten drei Jahre, bis 1904/05, sind also deutlich charakterisiert durch Niederschlagsmangel, die letzten drei durch normale bis reichliche Niederschläge.

Diese Reichlichkeit trat im Jahre 1907/08 innerhalb der mitteleuropäischen Niederung, der jene Stationen angehören, durch eine ungewöhnliche Häufung von Tagesmengen zwischen 72 und 95 mm entgegen. Schwere Hagelschläge blieben in diesem Jahre aus. Auch die Hochwassergefahren waren, wie in dem übrigen Europa, in Nordamerika und in Nordasien vorwiegend durch das rasche Abschmelzen der reichlichen Schneemassen in höheren Lagen bedingt. Sie führten schließlich so ungewöhnliche Mengen süßen Wassers über das Brackwasser vor den Flußmündungen, daß wiederholt während der Frühlingsmonate die Schiffahrt durch Totwassererscheinungen gefährdet wurde. Die eigentlichen Sommerhochwasser wurden in den mitteleuropäischen Gebirgen durch rechtzeitige Kälterückschläge niedergehalten.

Diese Kälterückschläge waren meistens Folgen der ausgeprägt gewitterhaften Natur der Niederschläge. Frühling und Sommer 1908 waren ganz ungewöhnlich reich an Gewittern. Ihr Zusammenhang mit den Epochen der Erde zugewandter Sonnentätigkeit konnte von Fall zu Fall nachgewiesen werden. Der Flugschiffkatastrophe von Echterdingen gegenüber, am 5. August 1908, war eine rechtzeitige, wissenschaftlich begründete Voraussage, am 3. August, die am Morgen des 4. Veröffentlichung erfuhr, allein auf dieser meteorologischen Grundlage möglich.

Auch die indirekten, durch Taifunbildungen vermittelten Einflüsse auf die europäische Atmosphäre bewährten sich in der im vorjährigen Bericht angegebenen Weise. Besonders die Wärmewellen, wie sie bisher vor allem Clayton bearbeitet hat, die von Nordamerika nach Europa herüberzuwandern pflegten, konnten als föhnartige Erscheinungen entschleiert werden, die solcher Entstehung waren. Doch kamen, jedenfalls für die Wintermonate, auch Tiefs mit Wärmewellen, teilweise pazifischer Herkunft, in Betracht. Eines der Tiefs brachte am 6. Januar 1908 sogar vulkanische Asche bis Berlin und weiter östlich, deren aleutische Herkunft von mir nachgewiesen wurde. In der letzten Dezemberwoche hatte es über die mittlere Union eine ungewöhnliche Wärme gebracht, die im Monthly Weather Review geradezu auf Föhn, Chinook, zurückgeführt ist.

Eine noch ausgeprägtere Wärmewelle, im Anschluß an westatlantische Taifunbildung, betraf im Juni 1908 die Union, im Juli Europa. Die gegenwärtige Septemberwärme, 1908, konnte aus gleichen Gründen vorausverkündigt werden, schon zu der Zeit der Einwirkung der beteiligten Sonnentätigkeit. Sie entspricht in diesem Zusammenhange der Novemberwärme 1906 und der Oktoberwärme 1907, und läßt für die Zeit von Mitte August bis Mitte September 1909 wohl ähnliche Überwärmung erwarten.

Das erste und häufigste atmosphärische Zeichen dieser hochgesteigerten Sonnenstrahlungen, die Kreisung der Federwolken, läßt Schlüsse auf den bevorzugten Herd jener tropischen Störungen zu. Maßgebend ist die Stellung der Erde zu dem strahlenden Gebiete der Sonnentätigkeit. Besonders sicher fallen jene Schlüsse dann aus, wenn nach einer Zeit trockenen und wolkenlosen Wetters jene Sonnencirren auftreten mit der Reinheit eines physikalischen Laboratoriumsversuches. Das kam recht häufig in den verflossenen Frühlings- und Sommermonaten vor. Die oft außerordentlich reiche Entwickelung der Eisschleier in den Höhen der Federwolkenregion gestattete auch in ungewohnter Mannigfaltigkeit Halobeobachtungen der seltensten Art. Von ihnen dürfen zuerst im Juni 1908 zu Großflottbek als Sonnenringe nach Sonnenuntergang erklärte rote oder weiße Bögen als neu bezeichnet werden, wenn sie auch als „Nordlichtbögen“ schon früher beobachtet sein mögen.

Die Streifung der Federwolken bot in jenen Zusammenhängen auch für Ferndiagnosen bis auf 15 000 und mehr Kilometer um das Erdenrund einen wiederholt bewährten Anhalt. Die kritische Lage der Sonnenfinsternisbeobachtung auf der Flintinsel am 3. Januar 1908 konnte am gleichen Tage aus Wolkenbeobachtungen entnommen werden.

Doch erscheinen erheblich wichtiger die weitblickenden Prognosen, indirekt auch für Mitteleuropa, die auf dieser Grundlage möglich sind. Die Streifungen der Federwolken können so bis zu einem gewissen Grade die elektrischen Strahlungen der Ferntelegraphie

Digitized by Google

ersetzen. Sie sind sogar ganz und gar unersetzlich in den weiten Gebieten der Erde, die weder für Strahlen-, noch für Kabeltelegraphie zugänglich sind. Entsprechend meiner Forderung im vorigen Jahresberichte (Verhandlungen Deutscher Naturforscher und Ärzte zu Dresden 1907, II, I, S. 194) ist mit der praktischen Verwertung der Strahlentelegraphie von anderer Seite, zunächst auf dem Nordatlantik, bereits im Jahre 1908 ein Anfang gemacht.

Großflottbek. W. Krebs.

Literaturbericht.

Hann, Julius: Handbuch der Klimatologie. I. Bd. Allgemeine Klimalehre. Mit 22 Abbild. im Text. Dritte, wesentlich umgearbeitete und vermehrte Auflage. Stuttgart, J. Engelhorn 1908. 8°. XIV, 394 S. Preis 13 ℳ.

Nachdem ich die zweite, sehr erheblich vermehrte Auflage der meisterhaften Klimatologie Hanns in dieser Zeitschrift 1898, S. (1) besprochen habe, ist es mir eine große Freude, ein Dezennium später die dritte, gleichfalls wieder wesentlich erweiterte Auflage zur Anzeige bringen zu können.

Der Zuwachs an neuen Ergebnissen der klimatologischen Forschung ist in den früheren Text hineingearbeitet, bisweilen auch in Anmerkungen berücksichtigt worden, so daß fast alle Kapitel Änderungen und Erweiterungen erfahren haben. Es würde zu weit führen, hier alle diesbezüglichen Zusätze aufzählen zu wollen, ich möchte aber besonders auf die ganz neue Darstellung der Lehre von der Strahlung im Abschnitt „Das solare Klima" hinweisen, wo die so wichtige diffuse Strahlung eingehende Würdigung gefunden hat.

Da dieser erste Band nunmehr auch allein verkäuflich ist, um als selbständiges Lehrbuch der allgemeinen Klimatologie Verbreitung finden zu können, hat der Verf. in einem fünften Buch eine übersichtliche Darstellung der großen Klimagürtel der Erde (Temperaturzonen, Windgürtel, Wolken- und Regengürtel), sowie der üblichsten Klimazonen (Supan, Köppen) hinzugefügt.

Sodann hat die neue Auflage durch eine viel weiter gehende Gliederung des Stoffes außerordentlich an Übersichtlichkeit gewonnen.

Einen weiteren Vorteil der dritten Auflage bildet das größere Format, zu dem sich nun endlich der Verleger entschlossen hat. Ich habe bei der Besprechung der zweiten Auflage auf die Unzweckmäßigkeit eines so kleinen Oktavformates (Satzspiegel $14^1/_2 \times 9$ cm, jetzt 18.2×11.2 cm) für Druckwerke mit geophysikalischen Zahlentabellen näher hingewiesen und freue mich nun, daß zuerst mit der Krümmelschen Ozeanographie und jetzt auch mit der Hannschen Klimatologie dieses kleine Format endgültig verlassen worden ist.

G. Hellmann.

van Rijckevorsel, E.: Konstant auftretende sekundäre Maxima und Minima in dem jährlichen Verlauf der meteorologischen Erscheinungen. Fünfte Abteilung. Rotterdam, W. J. van Hengel 1908. 4°. 14 S., 3 Tafeln.

In Heft 6 der Met. Zeitschr. 1908 habe ich über die vier ersten Abteilungen obiger Arbeit referiert. In der zweiten Abteilung war der Verfasser dazu übergegangen, für Temperatur, Luftdruck und Niederschlag Mittel aus beliebigen Jahren und beliebigen Stationen der Erdoberfläche zu bilden und die so gefundenen Werte durch Kurven darzustellen, die zeigen sollten, daß bei den drei Elementen im Verlauf der Kurven kleine Zacken an bestimmten Terminen wiederkehren. War die Übereinstimmung der Luftdruckkurve mit der Temperaturnormalkurve schon etwas fraglich, so wollte die Niederschlagskurve sich gar nicht recht der Temperaturnormalen anschmiegen, was der Verfasser hauptsächlich dem Einfluß der starken Gewitterregen zuschrieb. In der fünften Abteilung führt Rijckevorsel die Regenfrequenz in seine Untersuchungen ein, und zwar notiert er alle Tage, an denen mehr als 0.5 mm Niederschlag gefallen war. Von dem in der vierten Abteilung verwendeten Material mußten einzelne Serien fortfallen, da dem Verfasser die ursprünglichen Zahlen nicht zur Verfügung standen, dagegen sind andere Serien dazu gekommen, so daß im ganzen 6617 Beobachtungsjahre Verwendung finden konnten. Das Material für die nördliche Erd-

Digitized by Google

hälfte wurde willkürlich in zwei Gruppen zerlegt. Es sind also vier Zahlenreihen bzw. Kurven vorhanden, zwei mit F_a und F_b bezeichnete für die nördliche Erdhälfte, eine für die südliche F_s und die Serie F für die ganze Erdoberfläche. Die Tabellen enthalten in den ersten Spalten die Summen der Niederschlagstage eines jeden Tages für die ganze Anzahl von Jahren. Diese Summen wurden in den Tabellen F_a und F_b durch 10, in F_s durch 6, in F durch 20 dividiert und nach dem in den übrigen Abteilungen bereits angewendeten Schema $\frac{a+b+c}{3}$ ausgeglichen. In der zweiten Spalte sind die so gewonnenen Zahlen enthalten, welche dann zur Konstruktion der entsprechenden Kurven dienten. Die Kurve F zeigt in vielen Punkten Ähnlichkeit mit der in der vierten Abteilung gefundenen Kurve N der Regenmengen; der Verfasser bezeichnet beide als nahezu identisch und meint, es wäre aus dieser Übereinstimmung bewiesen, daß sich die Gewitterregen genau so verhalten wie die Landregen, und daß es auf dasselbe hinauskommt, ob man die Regenmengen oder die Regenfrequenz der Untersuchung zugrunde legt. Er nimmt sodann noch das Mittel zwischen F und N und gewinnt eine neue Kurve, die mit $\frac{N+F}{2}$ bezeichnet ist und nach seiner Ansicht eine große Ähnlichkeit mit dem Spiegelbild der Barometerkurve, $-B$ genannt, zeigt. Er äußert sich darüber folgendermaßen: „Im großen und ganzen haben beide Kurven von Anfang bis zu Ende ziemlich denselben Verlauf. Auch stimmt die Barometerkurve jetzt im Winter, wenn auch nicht gerade auffallend gut, doch entschieden besser mit der Temperaturkurve überein. Wenn wir nun ins Auge fassen, daß die Barometerkurve im Sommer gut übereinstimmt mit der Temperaturnormalen, im Winter nicht, jedoch umgekehrt besser stimmt, daß die Regenkurve sich gerade umgekehrt verhält, daß wir früher schon eine Andeutung fanden dafür, daß wenigstens die halbjährliche Periode bei dem Luftdruck am Äquator umkehrt, daß eine Umkehrung des Phänomens am Äquator auch bedingt wird durch das verschiedene Verhalten in Sommer und Winter, dann drängt sich folgendes als die wahrscheinliche Sachlage auf. Die Barometerkurve zeigt im Sommer auf der nördlichen Erdhälfte dieselben Zacken wie die Temperaturkurve, im Winter aber entgegengesetzte, die Niederschlagskurve hingegen zeigt im Winter denselben Lauf wie die Temperatur, im Sommer den entgegengesetzten. Auf der südlichen Erdhälfte ist alles gerade umgekehrt."

Im weiteren Verlauf der Arbeit werden neue Zahlenreihen für Niederschlag und Luftdruck gebildet, indem die Werte für die südliche Erdhälfte negativ genommen wurden, bei den Niederschlägen wiederum die Mittelwerte der Resultate für Menge und Häufigkeit. Die aus diesen Reihen gewonnenen Kurven sind mit R (Regen) und L (Luftdruck) bezeichnet. Für R wurde im Sommer das Spiegelbild genommen, für L im Winter, und die Kurven für die ganze Erdoberfläche sowohl wie die beiden Erdhälften getrennt mit der Temperaturnormalkurve verglichen. Des weiteren bildet der Verfasser dann noch das Mittel aus L und R und zwar für das Winterhalbjahr $\frac{R-L}{2}$, für das Sommerhalbjahr $\frac{-R+L}{2}$. Die so gewonnene Kurve ist kurz mit RL bezeichnet und in den Umkehrungsgebieten im April und Oktober doppelt gegeben. Nach einer eingehenden Vergleichung der Kurven LR und T kommt der Verfasser schließlich zu folgendem Ergebnis: „Ich glaube also, daß die Ähnlichkeit des Verlaufes der Kurven für Temperatur, Luftdruck und Niederschlag nicht zu leugnen ist, wenn auch die Unsicherheit im Juli und der Widerspruch Mitte März noch aufzuklären sind. Die Kurven zeigen deutlich die im Laufe des Jahres regelmäßig an denselben Tagen auftretenden kleinen Maxima und Minima, die aber bei Luftdruck und Niederschlag, je nach der Jahreszeit, entweder positiv oder negativ sind."

Es erscheint doch wohl etwas gewagt, bei einer derartigen Untersuchung Mittel aus beliebig über der Erdoberfläche verteilten Stationen von verschiedener Beobachtungsdauer und zum Teil aus verschiedenen Epochen zu verwenden, und man kann dem Verfasser nur zustimmen, wenn er an einer Stelle seiner Arbeit sagt: „Man müßte eben mit Gruppen von klimatologisch zusammengehörenden Stationen arbeiten können, aber diese Möglichkeit wird wohl noch lange auf sich warten lassen."

G. Wussow.

Digitized by Google

Bibliographie.

[Açores]. Service météorologique des Açores. Résumé d'observations de 1907. Lisbonne 1908. 8° oblong. 15 S.

Annaes do Observatorio do Infante D. Luis. Observações dos postos meteorologicos. Anno de 1892. (Supplemento). Lisboa 1908. Oblong. 15 S.

—: Anno de 1893. (Supplemento). Lisboa 1908. Oblong. 15 S.

Annales de l'Observatoire Physique Central Nicolas. 1904. Supplément, rédigé par A. V. Voznessensky. Observations météorologiques des stations de 2. ordre près du Lac Baikal pour l'année 1904. Irkoutsk 1908. 4°. 2 Bl., V, 102 S., 2 Bl.

Bauer, Georg: Ein Beitrag zur Förderung des Unterrichts in der Meteorologie. Greifswald 1908. 8°. 42 S. (Beilage zum Jahresber. des Gymn. u. der Realschule zu Greifswald, Programm No. 187).

Dörr: Die Beobachtungsergebnisse der meteorologischen Stationen im Herzogtum Braunschweig für die Jahre 1906 und 1907. Mitteilung aus Herzoglicher forstlicher Versuchsanstalt. 4°. 1 Bl., 20 S. S.-A. Beiträge z. Statistik d. Herzogt. Braunschweig. XXIII, 1908.

Fitzner, Rudolf: Beiträge zur Klimakunde des Osmanischen Reiches und seiner Nachbargebiete. II. Meteorologische Beobachtungen in Kleinasien 1903. Berlin, H. Paetel 1907. 4°. 37 S. Preis 4 ℳ.

Gockel, Albert: Die Luftelektrizität. Methoden und Resultate der neueren Forschung. Leipzig, S. Hirzel 1908. 8°. VI, 206 S. Preis 6 ℳ.

Greinacher, Heinrich: Die neueren Fortschritte auf dem Gebiete der Radioaktivität. (Von Anfang 1906 bis Mitte 1908). Braunschweig, Friedr. Vieweg & Sohn 1908. 8°. 2 Bl. 47 S. Preis 1.20 ℳ.

Grothe, Hugo: Meteorologische Stationen in der asiatischen Türkei. München 1908. 8°. S.-A. Beiträge zur Kenntnis des Orients. Band VI, S. 149—154.

Hamberg, H. E.: Medeltal och extremer af lufttemperaturen i Sverige 1856—1907. Uppsala 1908. 4°. 2 Bl., 81 S., 20 Taf. (Bihang till Meteor. Iakttagelser i Sverige. Vol. 49, 1907). — Titel und Text schwedisch und französisch.

Meteorologiska **Iakttagelser** i Sverige utgifna af Kungl. Svenska Vetenskapsakademien. Anställda och utarbetade under inseende af Meteorologiska Centralanstalten. 49. Bandet, 1907. Uppsala & Stockholm (1908). 4°. X S., 1 Bl., 159 S.

Kerner v. Marilaun, Fritz: Untersuchungen über die Veränderlichkeit der jährlichen Niederschlagsperiode im Gebiete zwischen der Donau und nördlichen Adria. Wien 1908. 4°. 58 S. S.-A. Denkschr. d. Wiener Akad., Bd. LXXXIV.

Lüdeling, G. und **Nippoldt, A.:** Die Expedition des Königlich Preußischen Meteorologischen Instituts nach Burgos in Spanien zur Beobachtung der totalen Sonnenfinsternis am 30. August 1905. Berlin 1908. 4°. 92 S. (Veröffentlichungen des Kgl. Preuß. Meteor. Instituts Nr. 198. Abhandlungen Bd. II, Nr. 6). Preis 8 ℳ.

Meinardus, W.: Die Lufthülle der Erde. Bielefeld, Leipzig. 8°. S.-A. Scobel, Geographisches Handbuch, S. 62—119.

—: Skizze des Klimas der Heard-Insel. Berlin 1908. 4°. S.-A. Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903. Bd. II. Geographie u. Geologie. S. 275—298.

Naab, J. P.: Das Klima von Diarbekr am Tigris, Ober-Mesopotamien (37° 54′ n. Br., 40° 22′ E. v. Gr., Höhe 590 m). München 1908. 8°. S.-A. Beiträge zur Kenntnis des Orients. Band VI, S. 154—164.

Höhe der **Niederschläge** im Jahre 1907 in Thüringen. Entworfen in der Meteorolog. Zentralstelle (Wetterdienststelle) Ilmenau. Fol. 1 Karte.

Ramsay, Sir William: Die edlen und die radioaktiven Gase. Vortrag, gehalten im Oesterreichischen Ingenieur- u. Architekten-Verein zu Wien. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft 1908. 8°. 39 S. Preis 1.40 ℳ.

Meteorological **Report** for the year 1906. Survey Department, Egypt. Part I. Helwan Observatory. Cairo 1908. Fol. 3 Bl., 65 S.

—: Part II. Climatological stations, rainfall and river gauge observations. Cairo 1908. Fol. 2 Bl., VII, 202 S, 1 Karte.

Rudel, K.: Grundlage zur Klimatologie Nürnbergs. Ergebnisse zwanzigjähriger Wetterbeobachtungen zu Nürnberg. III. Teil: Luftfeuchte, Niederschläge, Gewitter. Mit einem Anhang: Das phänologische Jahr Nürnbergs von Apotheker Fr. Schultheiss. Nürnberg 1908. 8°. 77 S., 2 Tafeln.

Tein, M. von: Der Abflußvorgang im Rhein unter der wechselnden Wasserlieferung des Stromgebietes und die Vorherbestimmung der Rheinstände. Untersuchung der Hochwasserverhältnisse im Deutschen Rheingebiet. VIII. Heft. Bearbeitet und herausgeg. von dem Zentralbureau für Meteorologie und Hydrogr. im Großherzogt. Baden. Berlin, Ernst & Sohn. 1908. 4°. 4 Bl., 51, 55 S., 7 Taf., 1 Karte.

Transvaal. Meteorological Department. Annual Report for the year ended 30th June, 1907. Pretoria 1908. Fol. IV S., 1 Bl., 126 S.

Berichtigungen.

Neue Haarhygrometer. In der am Norw. Meteorologischen Institut angekommenen Nummer der Meteorologischen Zeitschrift für September 1908 S. 396, in meinem Artikel: „Ein neues Haarhygrometer" haben sich, so weit ich sehen kann, einige Druckfehler eingeschlichen. S. 396, erste Zeile steht: Über Aufforderung; muß wohl: Nach Aufforderung heißen. S. 397 (desselben Artikels), Zeile 23 von oben steht: entspannt oder gedreht; soll: gespannt oder abgespannt heißen.

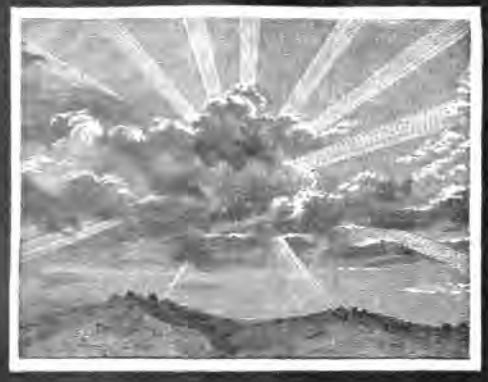
Nils Russeltvedt.

Zur Entstehung der Graupeln. Im Schlußsatz meines Artikels auf S. 458 dieses Jahrgangs muß es 1700 statt 170 g heißen.

C. Kassner.

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google



Meteorologische Zeitschrift.

25. Jahrgang 1908.

Vorzügliches Insertionsorgan.

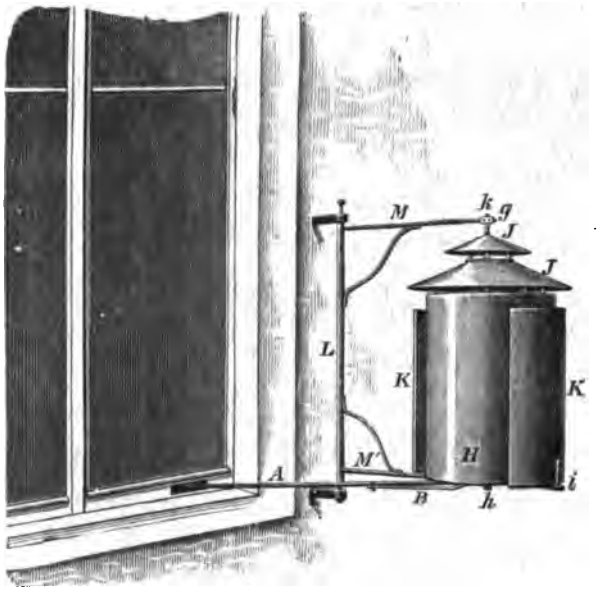
Offizielles Organ der k. k. Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie und der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft.

Anzeigen und Beilagen
betr. Photographische Papiere u. Trockenplatten, Photograph. Apparate, Meteorolog. Apparate, Vermessungsinstrumente, Optische Instrumente, Physikalische Apparate, Geodätische, mathematische und nautische Instrumente, Astronomische Instrumente, Zeichen-Utensilien usw. haben besten Erfolg

Wir bitten, außer dem redaktionellen Teile auch den reichen **Inseratenteil** zu beachten.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

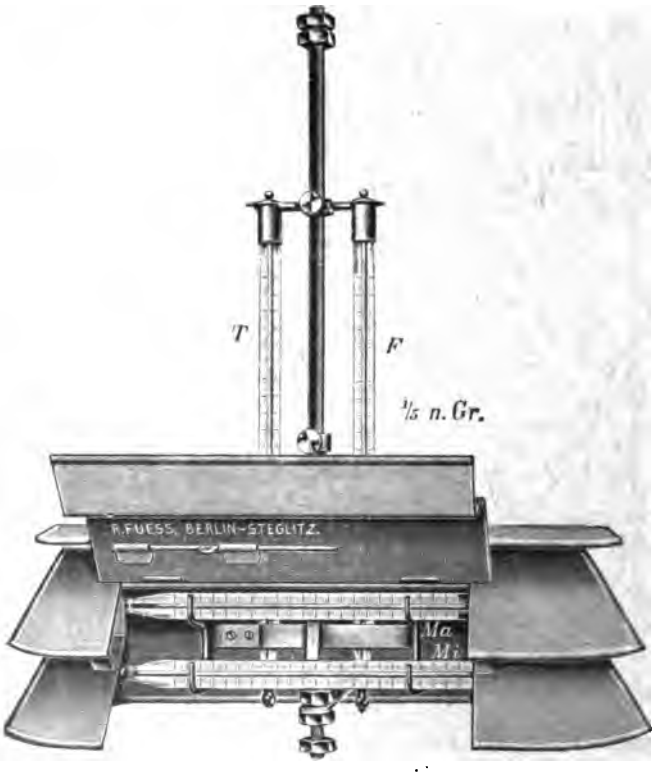
Digitized by Google



R. FUESS

VORMALS J. G. GREINER JR. & GEISSLER

STEGLITZ bei **BERLIN**, Düntherstr. 8.



Hierzu ein Prospekt der **Siemens-Schuckert Werke, G. m. b. H., Berlin S. W.,** Nachricht Nr. 47 vom 26. 11. 19

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

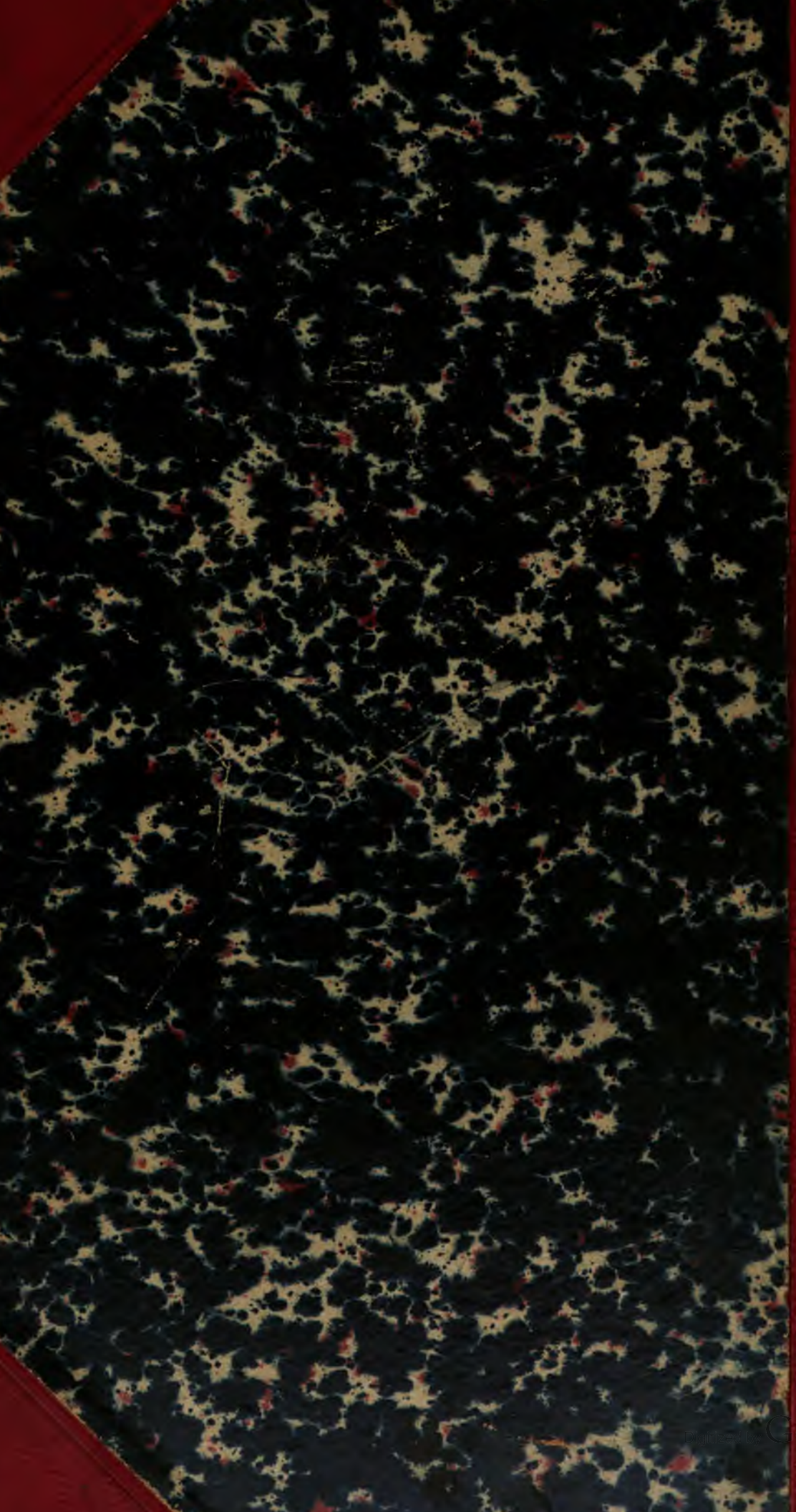
Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google


Digitized by Google